

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**МИНЕРАЛЫ—  
ИНДИКАТОРЫ  
ОСОБЕННОСТЕЙ  
ВМЕЩАЮЩЕЙ  
ИХ СРЕДЫ**



А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р  
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ  
Институт геологии

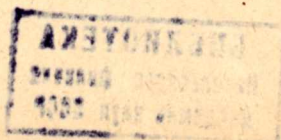
Труды

Выпуск 27

МИНЕРАЛЫ—  
ИНДИКАТОРЫ  
ОСОБЕННОСТЕЙ  
ВМЕЩАЮЩЕЙ  
ИХ СРЕДЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Ленинградское отделение  
ЛЕНИНГРАД • 1975





Ответственный редактор

**А. Б. НАЛИВКИН**

М  $\frac{20805-637}{055 (02)-75}$  245-75

© Издательство «Наука», 1975





## ПРЕДИСЛОВИЕ

Современное состояние геологических наук характеризуется резко выраженной тенденцией к дифференциации. Это касается и минералогии, разделяющейся в настоящее время на ряд самостоятельных наук: описательную минералогию, физику минералов, химию минералов, генетическую минералогию, региональную минералогию, прикладную и экспериментальную минералогию. Указанные науки в свою очередь разделяются на ряд самостоятельных наук. Так, генетическая минералогия включает в себя онтогению и филогению минералов, а также учение о типоморфизме минералов. По-видимому, учение о типоморфизме минералов следует называть иначе, так как типоморфизм в точном переводе этого слова означает учение о форме минералов. Действительно, под названием учения о типоморфизме минералов понимается обычно исследование взаимосвязи минералов с вмещающей их средой и возможность суждения по особенностям минералов и их ассоциаций о вмещающей их среде. По аналогии с существующей уже давно областью палеонтологии, занимающейся взаимосвязью некогда живших организмов с вмещающей их средой и называемой палеоэкологией, учение о типоморфизме целесообразно называть минераэкологией.

Настоящий сборник, являющийся по существу вторым сборником, касающимся главным образом минералов Карелии, посвящен отдельным вопросам минераэкологии. В большей части работ сборника рассмотрены возможности суждения о минералообразующей среде исходя из исследований конституции и свойств минералов: химизма, формы, цвета, диэлектрической проницаемости и других физических свойств и некоторых особенностей структуры в основном пороодообразующих минералов пегматитов и в меньшей мере метаморфических пород. Важной областью минераэкологии является изучение парагенетических ассоциаций минералов и выявление минералов, характерных для определенных процессов и этапов минерализации. Этим вопросам посвящены работы О. И. Володичева и Г. П. Сафроновой. Интересные данные содержатся в работах А. С. Пекки, Г. А. Лебедевой и др., в которых показано влияние минералов на качество изделий из тонкой керамики и каменного литья.



И. И. Шафрановский

## ФОРМА МИНЕРАЛОВ — ИНДИКАТОР СИММЕТРИИ ВНЕШНЕЙ СРЕДЫ

Во всех случаях формирования кристаллов в природных условиях влияние внутренней кристаллической структуры теснейшим образом переплетается с внешним воздействием минералообразующей среды. Внутренняя структура и внешняя среда должны учитываться неотрывно друг от друга. Вот почему следует прежде всего обратиться к принципу симметрии Пьера Кюри, охватывающему и связывающему воедино внешнюю и внутреннюю симметрию формирующей среды и формирующегося в ней объекта.

Требования этого принципа сводятся к положению, хорошо известному минералагам, согласно которому углубленное изучение реальных кристаллических тел требует основательного знакомства с той средой, в которой они образовались. Нельзя изучать природное тело в отрыве от породившей его среды. В упрощенном виде, лучше всего соответствующем нашим запросам, основные выводы из принципа Кюри можно сформулировать следующим образом: симметрия минералообразующей среды как бы накладывается на симметрию кристалла, образующегося в этой среде. Получившаяся в результате внешняя кристаллическая форма сохраняет только те элементы своей собственной симметрии, которые совпадают с наложенными на него элементами симметрии среды. При этом следует учитывать, что внутри кристаллического тела, точнее в его структуре, сохраняется собственная его симметрия — симметрия кристаллической структуры. Окружающая его кристаллообразующая среда характеризуется своей симметрией. Поверхностное же ограничение кристалла, отделяющее внутреннее кристаллическое тело от внешней среды, носит компромиссный характер, так как его симметрия является результатом сложения двух симметрий: самого кристалла и образующей среды.

Рассмотрим в качестве простейшей иллюстрации поведение кристалла в форме идеального кубика с симметрией  $3L_4 4L_3 6L_2 9PC (m\bar{3}m)$  в питающей среде с симметрией  $3L_2 3PC (mmm)$ . Примером подобной среды может служить слоистая порода, каждый слой которой обладает волокнистостью, развитой в одном направлении. В такой породе поступание подтоков питания по трем взаимно перпендикулярным направлениям происходит неравномерно. Пусть при этом  $3L_4$  кристалла совпадает с  $3L_2$  среды. При таких условиях кубическая форма кристалла с течением времени превратится в «кирпичик» с симметрией  $3L_2 3PC$ . В результате этого перехода во внешнем ограничении исчезнут элементы симметрии первоначального кубика  $4L_3 6L_2 6P$ , а  $3L_4$  превратятся в  $3L_2$ . Вместе с тем искаженная форма кристалла обладает скрытыми потенциальными возможностями при подходящих условиях снова вернуть свою исходную форму, а вместе с ней и исчезнувшие элементы симметрии, так как они заложены внутри самой структуры кристалла. Исчезающие и появляющиеся в соответствующих средах элементы симметрии кристалла, харак-



теризующие собственную его диссимметрию, а тем самым и динамику его поведения, уместно назвать элементами динамической симметрии (при данных конкретных условиях роста кристалла). Проявление динамической симметрии, обусловленной собственной диссимметрией реальных кристаллических образований, играет огромную роль в генетической минералогии. Опыт, однако, показывает, что сформулированные выше основные положения принципа симметрии—диссимметрии Кюри требуют некоторых оговорок и дополнений.

Так, например, явления роста и растворения кристаллов, по-видимому, свидетельствуют о том, что при известных условиях симметрия кристалла или же симметрия среды могут попеременно играть первенствующую роль, подчиняя себе симметрию второго объекта. Пусть симметрия кристаллообразующей среды (раствора, расплава) соответствует симметрии шара ( $\infty L_{\infty} \infty PC - \infty / \infty m$ ). При этих условиях подтоки питающего вещества подходят всесторонне и равномерно к телу кристалла. Все элементы симметрии кристалла при этом совпадают с элементами симметрии среды и кристаллическое тело получает характерную для него фигуру идеально развитого плоскостного многогранника со свойственной ему симметрией. При растворении, как известно, кристалл принимает округлые формы, более или менее приближающиеся к шару. Ясно, что при росте кристалла превалирует симметрия кристаллической структуры, а при растворении — симметрия маточной среды.

По-видимому, воздействием среды с высокой симметрией в ряде случаев объясняется первопричина возникновения двойниковых проростков с суммарной симметрией, превышающей симметрию отдельно взятых сдвоенных индивидов.

Из приведенных примеров видно, что среда в некоторых случаях как бы навязывает формирующемуся в ней объекту свои собственные элементы симметрии, несвойственные находящемуся в ней телу. Особенно наглядным примером такого «навязывания» симметрии, присущей среде, образующимся в ней телам, служит закон формирования тел в поле земного тяготения, согласно которому под влиянием симметрии этого поля ( $L_{\infty} \infty P - \infty m$ ) все растущее вертикально приобретает симметрию типа  $L_n P (nm)$ , а все развивающееся в горизонтальном или косом направлении получает симметрию, подчиненную типу  $P(m)$  (Шафрановский, 1968).

Приведенное добавление к принципу симметрии—диссимметрии не является единственным. Помимо классической симметрии мы имеем сейчас симметрию подобия и антисимметрию (Шубников, 1951, 1960, 1961), криволинейную симметрию (Наливкин, 1925, 1951), гомологию (Михеев, 1961), многоцветную симметрию (Белов, Тархова, 1956). Представляет интерес выяснить роль и значение принципа Кюри в новых областях расширенного учения о симметрии. Учитывая сугубо динамический, а не статический характер этого принципа и принимая во внимание новые понятия расширенной симметрии, нельзя не раздвинуть рамки введенного выше понятия о динамической симметрии. Последняя должна характеризовать переходы от одной симметрии к другой (включая сюда как переходы от одного вида классической симметрии к другому виду классической же симметрии, так и переходы от классической симметрии к неклассической и наоборот). Переходы эти вызываются прежде всего различием симметрий формирующегося тела и формирующей его среды.

Для понимания следующих далее положений вернемся снова к приведенному выше примеру, в котором рассматривалось поведение кубического кристалла с собственной симметрией  $3L_4 4L_3 6L_2 9PC (m3m)$  в среде с симметрией  $3L_2 3PC (mmm)$ .

Ознакомимся детальнее с особенностями перехода идеальной кубической формы к форме «кирпичика» и обратно, попутно учтем совпадение исчезающих при этом элементов симметрии (будущих элементов диссимметрии) в правильно ограненном кубе с элементами внутреннего сложения



из пирамид нарастания граней ((100)), поверхностей нарастания ребер  $\|100\|$  и линий нарастания вершин : 111 :, используя систему обозначений В. А. Франк-Каменецкого (1962).

Оси  $4L_3$  совпадают с телесными диагоналями куба  $\|111\|$  и выходят на поверхность в восьми его вершинах. В то же время эти направления являются стыками (ребрами) трех внутренних пирамид роста граней  $\langle 100 \rangle$  и представляют направления роста вершин : 111 :.

Плоскости  $6P$  совмещены с диагональными плоскостями ((110)) и заканчиваются на поверхности ребрами куба  $\|100\|$ . С этими же плоскостями совпадают внутренние стенки (грани) пирамид роста, являющиеся формами роста ребер  $\|100\|$ .

Оси  $6L_2$  лежат все в тех же плоскостях ((110)) и, следовательно, совпадают со стенками пирамид роста в линиях их пересечений с тремя стабильными плоскостями симметрии ((100)). В правильно образованном кубическом кристалле все эти элементы являются прямолинейными и плоскостными. При переходе куба в «кирпичик» только три его плоскости симметрии ((100)) остаются плоскими, а  $3L_4$ , превратившись в  $3L_2$ , сохраняют прямолинейность.

В отличие от них формы нарастания вершин : 111 : превращаются в ломаные или кривые линии, а плоскости нарастания ребер  $\|100\|$  переходят в ступенчатые или криволинейные поверхности. При этом совпадающие с ними оси и плоскости динамической симметрии ( $4L_3$ ,  $6L_2$ ,  $6P$ ) превращаются в криволинейные или изломанные линии и поверхности.

В работе Г. Г. Леммлейна (1948) приведен ряд прекрасных зарисовок границ пирамид нарастания граней, показывающих, что искривленные (изломанные) оси и плоскости близки к элементам криволинейной симметрии Д. В. Наливкина. Судя по имеющимся данным, элементы динамической симметрии при формировании ложных (искаженных) форм кристаллов отнюдь не исчезают бесследно, а сохраняются, превращаясь в элементы криволинейной (или ступенчатой) симметрии.

При обсуждении этой проблемы большую помощь может оказать изучение характерных переходов динамической симметрии для природных кристаллов. При этом желательно учитывать особенности как внешней, так и внутренней морфологии.

В качестве примера рассмотрим эволюцию кристаллов поваренной соли в самосадочных соленых озерах (Валяшко, 1951). Во взвешенном состоянии внутри раствора первоначально могут образовываться маленькие кубики с более или менее идеальной симметрией  $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$  ( $m3m$ ). На поверхности озера такие кубики, развиваясь параллельно этой поверхности, образуют квадратные пластинки. Последние, разрастаясь и погружаясь в раствор, переходят в известные скелетные воронки в виде полых тетрагональных пирамидок с видимой симметрией  $L_4 4P$  ( $4mm$ ). Такие пирамидки падают на дно и продолжают расти совместно. При этом в результате геометрического отбора те кристаллики, которые вследствие своей ориентировки быстрее всего разрастаются вверх, заглушают рост остальных. Направление в кубах галита, соответствующее наиболее интенсивному росту, совпадает с одной из четырех тройных осей симметрии. Подавляющее большинство упавших на горизонтальное дно пирамидок имеет косо ориентированные оси симметрии, в том числе и тройные оси. Вследствие преимущественного разрастания вдоль последних образуются конфигурации с одной вертикально ориентированной плоскостью симметрии. Однако среди нагроможденных друг на друга пирамидок найдутся и такие, тройные оси которых ориентированы более или менее перпендикулярно плоскости дна. Именно такие кристаллы и будут быстрее всего разрастаться вверх, тесня и перекрывая остальные. Вот почему выросший на дне соляной пласт состоит в основном из кристаллических «зубьев», тройные оси которых ориентированы перпендикулярно плоскости дна. Симметрия отдельного «зуба» —  $L_3 3P$  ( $3m$ ). На-



ряду с ними имеют место и кристаллы с косо ориентированными, но близкими к вертикальному положению тройными осями. Их видимая симметрия будет отличаться от тройной симметрии и получит внешнюю симметрию  $P(m)$ .

Описанная выше эволюция симметрии с учетом исчезающих элементов (элементов динамической симметрии—дисимметрии) изобразится следующей схемой:  $3L_44L_36L_29PC \rightarrow L_44P(2L_44L_36L_25PC) \rightarrow P(3L_44L_36L_28PC)$  и  $L_33P(3L_43L_36L_26PC)$ .

Представляет особый интерес проследить во внутреннем сложении кристалла пути вершинных и реберных форм роста, а вместе с тем и трансформации исчезающих и снова «воскресающих» элементов динамической симметрии. Именно они дают наиболее ясное понятие об эволюции кристаллического тела в период его развития.

Как видим, принцип Кюри и связанные с ним понятия динамической симметрии—дисимметрии представляют весьма большой интерес для минералогической кристаллографии.

Резюмируя вышесказанное, подчеркнем еще раз те новые моменты, которые необходимо добавить к имевшимся до сих пор формулировкам принципа Кюри с тем, чтобы его всемерно приблизить к решению задач природной кристаллографии. Первым дополнением к принципу Кюри является опытное положение, согласно которому при известных условиях симметрия кристалла или же симметрия минералообразующей среды могут попеременно играть первенствующую роль, подчиняя себе симметрию второго объекта и накладывая на него свои, чуждые ему элементы симметрии.

Далее следует выдвинуть понятие собственной дисимметрии внешней формы, объединяющей отсутствующие при некоторых условиях, но могущие снова возникнуть (как бы «возродиться» или «регенерировать») элементы симметрии данного кристалла, присущие его внутренней структуре. Эти исчезающие и вновь возникающие элементы динамической симметрии, как мы видели выше, характеризуют искаженные формы кристалла и позволяют нам предвидеть возможную динамику их развития при переходах в среды с различной симметрией. Итак, собственная дисимметрия внешней формы кристалла соответствует отсутствию некоторых элементов его истинной (структурной) симметрии. Не следует, однако, забывать, что при учете криволинейной (или ступенчатой) симметрии, в которую могут переходить элементы классической симметрии, элементы дисимметрии (с классических позиций) соответствуют элементам криволинейной (ступенчатой) симметрии. С этой точки зрения, очевидно, можно выдвинуть принцип сохранения элементов динамической симметрии (с учетом их переходов от классических к криволинейным и обратно).

Возникает вопрос: какова взаимосвязь принципа Кюри с законом Браве, заключающемся, как известно, в том, что наиболее важные грани в отношении развития и частоты появления на кристаллах соответствуют наиболее плотным сеткам или пакетам сеток в структуре этих кристаллов. Проверка указанной взаимосвязи производится с помощью статистических данных о формах, проявляющихся на кристаллах конкретного вещества. Тем самым мы имеем дело как бы с суммарным идеализированным кристаллом, образовавшимся в идеализированной же минералообразующей среде, имеющей симметрию шара. Однако даже при таком подходе, сглаживающем все несовершенства и отклонения от идеальных форм, дает себя знать изменчивость и непостоянство среды, накладывающей свой отпечаток на статистику кристаллических форм. Хорошо известно влияние химизма среды на появление тех или иных форм. Неоднократно отмечалась роль активных и пассивных сред на развитие гранных форм, которая безусловно отражается и на их статистике. В активной кислой или щелочной среде наиболее энергично функционируют ионы противоположного заряда по сравнению со средой. В пассивной нейтраль-



ной среде и положительно, и отрицательно заряженные ионы ведут себя одинаково активно или пассивно (Михеев, Шафрановский, 1948). Все это не может не сказываться на изменениях в кристаллическом ограничении.

Большое значение имеет обнаруженная Н. З. Евзиковой (1958) тенденция природных кристаллов покрываться гранями с все меньшими плотностями сеток по мере падения концентрации раствора. Богатый материал, подтверждающий вывод Н. З. Евзиковой, содержится также в работе И. Костова (1962).

Очевидно, здесь играет роль шаровая симметрия раствора, становящаяся все более и более превалирующей по мере падения концентрации. При этом кристалл покрывается множеством добавочных граней, стремясь по мере возможности приблизиться к шаровой поверхности.

В противоположность обычному развитию граней влияние загрязненной и вязкой среды приводит к возникновению скелетных форм, в которых обычный тангенциальный рост накладывающихся слоев заменяется усиленным ростом по нормальям к ним. Особенно ярко сказывается влияние загрязненной среды на особенностях внутреннего сложения кристаллов: неоднородностях различных пирамид роста, дефектных участках на плоскостях и линиях их стыков.

Развитие подобных дефектов дает понятие не только о физико-химических особенностях среды, но и об ее неодинаковом воздействии на различные участки одного и того же кристалла. Еще резче такое воздействие сказывается на искаженных, вынужденных, компромиссных кристаллических формах, обусловленных сложением двух различных симметрий: симметрии кристалла и симметрии среды (вернее, симметрии питающих подтоков данной среды).

В заключение отметим, что, исходя из принципа симметрии П. Кюри и подразумеваемой под симметрией кристаллообразующей среды симметрии подтоков питания к кристаллу, выделяются три возможных случая:

- 1) элементы симметрии кристалла и среды полностью совпадают;
- 2) элементы симметрии кристалла и среды совпадают лишь частично;
- 3) элементы симметрии кристалла и среды не совпадают.

Первый случай реализуется: а) в средах с симметрией шара ( $\infty L_{\infty} \infty PC$ ), т. е. при всестороннем и равномерном подтоке питания к кристаллу; б) при полном соответствии и пространственном совпадении элементов симметрии кристалла и среды может реализоваться и при росте кристалла внутри другой кристаллической среды при совпадении соответствующих элементов симметрии, но возможность осуществления этого случая сравнительно редка. Реализация идеально образованных кристаллических форм (с одинаково развитыми однородными гранями) возможна только в данном случае.

Второй случай приводит к образованию наиболее характерных искаженных форм, соответствующих симметрии той или иной кристаллообразующей среды. В природе особенно часто возникают формы, обусловленные в конечном счете точечной симметрией поля земного тяготения (симметрия конуса  $L_{\infty} \infty P (\infty m)$ ). Именно эта симметрия порождает внешнюю симметрию большинства природных форм на земной поверхности — растений, животных, геологических объектов, кристаллов. Кристалл с вертикально ориентированной во время роста осью симметрии  $L_n (n)$  нередко характеризуется внешней (ложной) симметрией  $L_n nP (nm)$  и соответственным ограничением в виде ложных простых «пирамидальных» форм. Кристалл, выросший с наклонно ориентированной осью  $L_n (n)$ , часто получает внешнюю симметрию  $P (m)$  с соответственными простыми ложными формами в виде «диздров» и «моноэдров». Простые ложные формы, относящиеся к данному случаю, зачастую дают ценную информацию о симметрии питавшей их среды.

Третий случай приводит к возникновению внешне асимметричных кристаллических полиэдров с простыми ложными формами в виде «моно-



эдров». Однако и здесь нередко наблюдаются формы, более или менее приближающиеся к формам второго случая, в зависимости от степени отклонения элементов симметрии кристалла от элементов симметрии среды.

При изучении искаженных форм кристаллов необходимо пользоваться методами математической статистики, выделяя экземпляры с наиболее высокой внешней симметрией. Следует также помнить, что в искаженных формах, казалось бы, исчезнувшие элементы собственной симметрии кристалла на самом деле переходят в элементы, близкие к элементам «криволинейной» симметрии (в понимании Д. В. Наливкина).

### Литература

- Белов Н. В., Тархова Т. И. Группа цветной симметрии. — Кристаллография, 1956, т. 1, вып. 1.
- Валашко М. Г. Структурные особенности отложений современного галита. — Минер. сборник Львовск. геол. общ., 1951, № 5.
- Евзикова Н. З. К вопросу об изменении формы минералов в процессе их роста. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1958, ч. 87, вып. 6.
- Костов И. Генетические типы габитусов минералов. — Минер. сборник Львовск. геол. общ., 1962, № 16.
- Леммлейн Г. Г. Секториальное строение кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Михеев В. И., Шафрановский И. И. О совпадении теоретических и генетических типов кристаллов цинковой обманки. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1948, ч. 77, вып. 4.
- Михеев В. И. Гомология кристаллов. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Наливкин Д. В. Элементы симметрии органического мира. — Изв. биол. НИИ и биол. фак. при Пермском гос. ун-в., 1925, т. 3, в. 8.
- Наливкин Д. В. Криволинейная симметрия. — В кн.: Кристаллография. Л., Металлургиздат, 1951.
- Франк-Каменецкий В. А. Единая система обозначения элементов кристаллической структуры, дифракционной картины и формы роста. — Минер. сборник Львовск. геол. общ., 1962, № 16.
- Шафрановский И. И. Симметрия в природе. Л., «Недра», 1968.
- Шубников А. В. Симметрия и антисимметрия конечных фигур. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шубников А. В. Симметрия подобия. — Кристаллография, 1960, т. 5, вып. 4.
- Шубников А. В. Проблема диссимметрии материальных объектов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

С. А. Руденко

### ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ПЕГМАТИТОВ

В разработке общей проблемы типоморфизма минералов изучение минералов пегматитов занимает особое место. С исследованием минералов пегматитов связано появление понятия о типоморфизме минералов (Ферсман, 1960). Особое место пегматитов в изучении типоморфизма минералов вполне закономерно. Благодаря большим размерам кристаллов особенности минералов, определяющиеся той или иной спецификой их генезиса, проявлены в этих геологических телах отчетливо. Кроме того, из них значительно проще отбирать чистый мономинеральный материал для аналитических определений, что особенно важно при изучении конституции и свойств минералов. Наконец, широкий размах работ по разведке и эксплуатации пегматитовых месторождений, источников ценнейших полезных ископаемых, способствовал быстрому накоплению интересующих нас типоморфных признаков, многие из которых оказались одновременно и поисковыми признаками. Так, например, была установлена определенная зависимость минерального состава пегматитов от состава вмещающих (боковых и подстилающих) пород, выявлена существенная роль тектонического фактора в формировании многих минералов пегмати-



тов, установлена зависимость минерального состава пегматитов и особенностей самих минералов от физико-химической обстановки, свойственной различным по глубинности участкам земной коры, в пределах которых формируются пегматиты и т. д.

К рассмотрению типоморфных признаков минералов пегматитов, равно как и любых других геологических объектов, можно подойти двояким образом. С одной стороны, весьма удобно проследить для каждого минерала зависимость его химического состава, структуры, свойств от разнообразных особенностей генезиса. Однако зачастую полезно за основу брать ту или иную сторону условий формирования пегматитов и фиксировать все те особенности состава, морфологии и свойств различных минералов, которые определяются влиянием именно этой стороны среды минералообразования. Отметим, кроме того, что при сопоставлении пегматитов разных формаций, полей и т. д. издавна во внимание принимаются свойственные им парагенезисы минералов (типоморфные парагенезисы).

Характеризуя типоморфные признаки минералов пегматитов, естественно прежде всего обратиться к породообразующим минералам (каликатровым полевым шпатам, плагиоклазам, кварцу и слюдам), слагающим почти весь объем пегматитовых тел и более доступным для изучения при поисково-разведочных работах, чем более редкие минералы.

### Типоморфные особенности породообразующих минералов

Те или иные вариации типоморфных особенностей породообразующих минералов имеют место в пределах отдельных пегматитовых жил, пегматитовых полей и пегматитов, принадлежащих слюдоносной, редкометальной и хрусталеносной формациям. Об этом свидетельствуют многочисленные литературные данные и результаты исследований автора. В рамках обзорной статьи вопросы типоморфизма представляется возможным затронуть лишь в обобщенном виде.

К а л и н а т р о в ы е   п о л е в ы е   ш п а т ы (калишпаты). Химический состав калишпатов изменяется от разностей бедных плагиоклазовым компонентом (калишпат №№ 3—7)<sup>1</sup> до весьма им богатых (калишпаты №№ 40—50). В пегматитах щелочных массивов иногда встречаются также калишпаты №№ 60—70 (Свяжин, 1959). Значительно варьирует и их структурное состояние, меняющееся от высокого и промежуточного санидина (Кумбс, 1956; Kelley, Branson, 1947) до максимального микроклина. Встречаются гомогенные калишпаты и шпаты, содержащие пертиты. Среди последних выделяются пертиты распада, сегрегационные, сегрегационно-метасоматические и метасоматические (Руденко, 1952, 1954).

При сопоставлении состава калишпатов пегматитов разного типа (Солодовникова, 1935; Борисов, 1948; Руденко, 1952; Шавло, 1958; Шуркин и др., 1962; Волобуева, 1967; Вовк и др., 1968; Шмакин и др., 1969; Гордиенко, 1970) устанавливается некоторое различие. Калишпаты пегматитов слюдоносной формации обычно наиболее обогащены альбитовым и анортитовым компонентами, а пертитовые вроски в них наиболее богаты анортитовым компонентом. Состав калишпатов меняется здесь от №№ 8—10 до №№ 45—50. Наименьшее количество плагиоклазового компонента в шпатах пегматитов редкометальной формации. Здесь обычны калишпаты №№ 6—20 и значительно более редки шпаты №№ 20—25. Калишпаты пегматитов хрусталеносной формации занимают по составу

<sup>1</sup> Состав калишпатов обозначается указанием (подобно плагиоклазам) номера, который определяется валовым процентным содержанием в нем плагиоклазового (альбитового и анортитового) компонента.



промежуточное положение. Только в занорышах этих пегматитов шпаты резко обогащены ортоклазовым компонентом и представлены №№ 4—20.

Выявляется некоторая эволюция состава калишпатов в процессе формирования отдельных пегматитовых тел. По мере перехода от более ранних по времени образования генераций калишпата (из гранитовидных и графических пород пегматита) к более поздним (из блоковых и пегматоидных пород), как правило, в калишпатах уменьшается содержание плагиоклазового компонента. Одновременно снижается основность пертитовых вростков. Исключением являются случаи усиления натрового метасоматоза с образованием пертитов сегрегационно-метасоматического

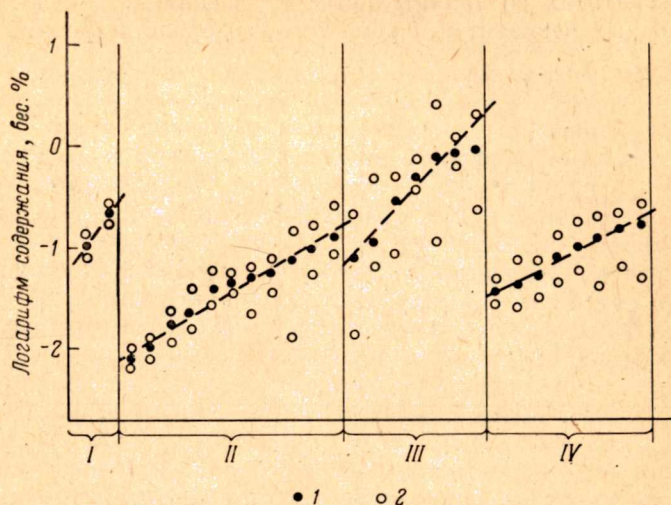


Рис. 1. Содержание рубидия в калишпатах редкоземельных пегматитов (I), пегматитов слюдоносной (II), редкометальной (III) и хрусталеносной (IV) формаций. По данным работ А. Ф. Соседко (1961), О. Д. Ставровой (1963), Е. Д. Калиты и Л. П. Чернышковой (1965), Г. П. Сафронова (1966), В. В. Гордиенко (1970), А. П. Кочнева и др. (1971), В. И. Павлишина и П. К. Вовка (1971), Б. М. Шмакина (1971) и материалов В. П. Зуевой и А. Я. Лунца.

1 — средние содержания; 2 — пределы колебаний содержания.

и метасоматического типов. При этом содержание плагиоклазового компонента в виде пертитов в калишпатах пород блокового и пегматоидного строения возрастает.

Значительный интерес представляет содержание в калишпатах элементов-примесей. В этом отношении накоплен очень большой фактический материал (Шавло, 1958; Рябчиков, Соловьева, 1961; Соседко, 1961; Ставров, 1963; Калита, 1963; Калита, Чернышкова, 1965; Сафронова, 1966; Гордиенко, 1970; Арутюнов и др., 1971; Вовк, 1971; Глебов, 1971; Кочнев и др., 1971; Макагон, 1971; Огнева и др., 1971; Павлишин, Вовк, 1971; Соловарова, Дубовский, 1971; Солодов, 1962, 1971; Учакин и др., 1971; Шмакин, 1971, и др.). Из зарубежных авторов элементы-примеси в минералах пегматитов (включая калишпаты) изучал Ж. Жедваб (1958).

Сопоставим прежде всего данные по содержанию редких щелочей (рис. 1 и 2). Рис. 1 и 2 хорошо иллюстрируют различия калишпатов пегматитов разных формаций. По содержанию рубидия резко разграничиваются калишпаты слюдоносной и редкометальной (включая редкоземельную) формаций, а шпаты хрусталеносной формации занимают промежуточное положение. Примерно такая же картина имеет место и в отношении цезия. По содержанию лития в калишпатах пегматиты хрусталеносной формации приближаются к редкометальным.



В калишпатах пегматитов слюдоносной фации наблюдается повышенное содержание Rb, Cs, а иногда и Li в зонах наложенной редкометальной минерализации. В зонах же мусковитизации, например большинства слюдоносных районов Восточной Сибири, содержание Rb и Cs в калишпатах снижается, хотя известны случаи и увеличения содержания Rb; содержание Li, как правило, увеличивается.

Для всех пегматитов разных провинций, принадлежащих редкометальной фации, устанавливается, что содержание редких щелочных металлов в калишпатах увеличивается от безрудных пегматитов к пегматитам со спорадической редкометальной минерализацией и особенно возрастает в пегматитах со значительным оруденением. В редкометальных и хрусталеносных пегматитах, кроме того, содержание редких щелочных

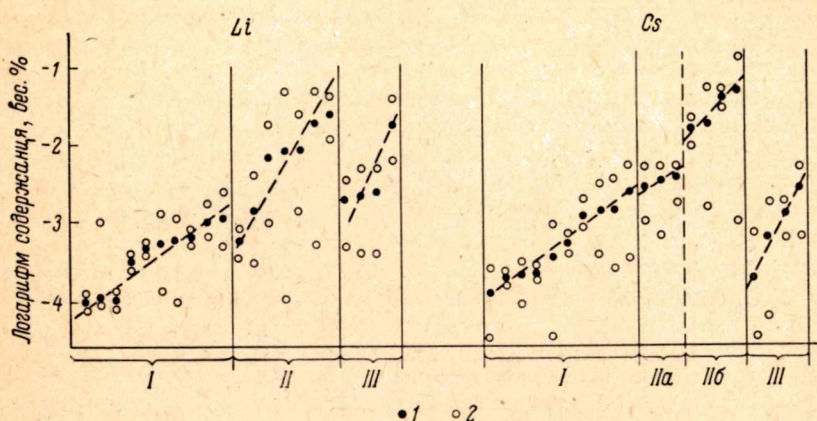


Рис. 2. Содержание в калишпатах пегматитов лития (I — слюдоносные, II — редкометальные и III — хрусталеносные пегматиты) и цезия (I — слюдоносные, IIa — редкометальные со спорадическим оруденением, IIб — редкометальные, обогащенные рудными минералами, и III — хрусталеносные пегматиты). Составлено по данным тех же авторов, что и график на рис. 1.

1 — средние содержания; 2 — пределы колебаний содержания.

металлов выше в калишпатах полнодифференцированных жил по сравнению со шпатами слабодифференцированных жил.

В отдельных пегматитовых жилах всех фаций содержание редких щелочных металлов в калишпатах меняется и подчас довольно резко. Оно минимально в калишпатах аплитовых, гранитных, ортотектитовых и гранит-пегматитовых пород и увеличивается в несколько раз в калишпатах пегматита апографического, блокового и пегматоидного строения.

Иная картина наблюдается в отношении изоморфных примесей бария и стронция. В калишпатах пегматитов слюдоносной фации содержание Ba и Sr наиболее велико, но колеблется в широких пределах (Ba = 0.0009—1.3%, редко 2.65%; Sr = 0.0007—0.07%). Сведений о содержании этих элементов в шпатах пегматитов редкометальной и хрусталеносной фаций очень мало. По данным В. В. Гордиенко (1970), в редкометальных пегматитах на долю Ba и Sr в полевых шпатах приходится сотые доли процента.

В отдельных пегматитовых телах самое высокое содержание Ba и Sr отмечается в калишпатах наиболее ранних по времени образования (гранитовидных) пород пегматита и более низкое в калишпатах пород апографического, блокового и пегматоидного строения. Кроме того, содержание бария и стронция в калишпатах пегматитовых полей Восточной Сибири резко уменьшается в зонах мусковитизации (Шмакин, 1971).



В пегматитах Карелии наиболее высокое содержание бария наблюдается в калишпатах жил керамического типа и самое низкое в жилах, характеризующихся промышленным ослюдением (Арутюнов и др., 1971).

С точки зрения типоморфизма интерес представляют и некоторые другие элементы-примеси в калишпатах (например, Be, Pb, Sn), сведения о которых можно найти в перечисленных выше работах.

Возвращаясь к строению калишпатов, отметим, что последнее тесно связано с их химическим составом. Так, степень структурного упорядочения определенным образом зависит от присутствия в калишпатах изоморфных примесей Na, Ca, Fe, Ba, Rb и Cs.

Как известно, распад гомогенных калишпатов с образованием пертитов сопровождается явлениями двойникового (Лукшо, 1874; Попов, 1903; Солодовникова, 1935; Руденко, 1952, и др.) и упорядочения (Лавес, 1956; Марфунин, 1962, и др.). Упорядоченные калинатровые полевые шпаты (с содержанием плагиоклазового компонента более 10%), не претерпевшие распада, не обнаружены. Отсюда следует, что избыточное содержание плагиоклазового компонента (в сущности ионов Na и Ca) в кристаллической решетке калишпата препятствует упорядочению.

На примере железистого санидина из пегматитов Мадагаскара Д. С. Кумбсом (1956) было показано, что замещение алюминия более крупным катионом трехвалентного железа тормозит процесс упорядочения структуры калишпата. Позднее было установлено, что процесс упорядочения тормозится также при замещении калия крупными катионами — барием, рубидием и цезием. Тормозящее влияние бария сказывается при его содержании 0.8—2.6% и большем (Шмакин, 1967; Глебов, 1971; Макагон, 1971), а рубидия — при содержании  $Rb_2O > 0.9\%$  (Гордиенко, 1970).

Основная тенденция эволюции калишпатов в ходе пегматитового процесса (для пегматитов, калишпаты которых не содержат значительных количеств крупных катионов) сводится к следующему. По мере перехода от гранитовидных и графических пород пегматита к породам апографическим, блоковым и пегматоидным усиливается пертитовый распад, решетчатое двойникование (Руденко, 1952) и степень упорядоченности калишпатов (Павлишин и др., 1970; Вовк, 1971; Глебов, 1971). Величина  $2V$  калишпатов меняется при этом от  $65$  до  $85^\circ$ , а степень рентгеновской триклинности  $\Delta\rho$  от 0.2 до 1.0. Присутствие катионов ( $Fe^{+3}$ , Ba, Rb и Cs) вносит свои коррективы в обычную картину эволюции калишпатов. Кроме того, следует принимать во внимание, что степень пертитового распада, решетчатого двойникования и структурного упорядочения может значительно изменяться в пределах отдельных монокристаллов. Так, например, в пегматитах Мамской провинции в монокристалле из жилы № 165 Чуйского месторождения  $\Delta\rho$  меняется от 0.5 до 0.96, а, по данным Э. Я. Огневой и др. (1971), в кристалле из жилы № 1 Слюдянского месторождения — от 0.45 до 1.00.

Окраска калишпатов пегматитов зависит в известной мере от их состава. Кроме того, существенное значение имеют физико-химические и химические особенности среды минералообразования. Установлено, что окраска калишпатов желтых и красных тонов связана с содержанием ионов железа (Белянкин и др., 1926; Солодовникова, 1935; Руденко, 1952; Волобуева, 1967; Вохменцев, 1969). Железо присутствует в виде твердого раствора или входит в состав тончайших включений гематита, образующихся в калишпате за счет распада твердого раствора или иным путем. При прокаливании розово-красных калишпатов окраска исчезает. Наличие закономерно ориентированных включений гематита обуславливает иногда своеобразный золотистый отлив шпатов (солнечный камень). Помимо красной (аллохроматической) окраски калишпатов А. Я. Вохменцевым (1969) выделена окраска синеватого тона (идиохроматическая).



Замечено, что при переходе от гранитовидных и графических пород пегматитов к блоковым и пегматоидным обнаруживается последовательное усиление и углубление тона окраски калишпата (Вохменцев и др., 1972). Это относится к калишпатам пегматитов слюдоносной формации. Однако в пегматитах редкометальной и хрусталеносной формаций обнаружена противоположная зависимость (Соседко, 1961; Волобуева, 1967). Окраска калишпатов дифференцированных жил с прямой зональностью меняется в этих пегматитах от мясо-красной в приконтактных частях к белой в срединной блоковой зоне. Содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в шпатах одного из пегматитовых полей при этом падает от 3.5 до 0.10%.

Влияние среды минералообразования на окраску калишпатов проявляется прежде всего в виде зависимости окраски калишпатов от типа вмещающих пегматиты пород (Руденко, 1952; Шуркин и др., 1962). Так, в жилах, залегающих в толще биотитовых сланцев Питкярантского пегматитового поля (Южная Карелия), окраска калишпатов белая, в толще роговообманковых сланцев — кремовая, а среди биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов — красная. В щелочных пегматитах Ильменских и Вишневых гор на Урале, залегающих в нефелиновых сиенитах, калишпаты имеют белую окраску, в сиенитах — серую и кремовую, а среди гнейсов и гранито-гнейсов — розовую. По-видимому, различные соотношения кислотности—щелочности (основности) среды определяют разную степень окисления, а отчасти и содержания железа, присутствующего в том или ином виде в шпатах, а тем самым и различную окраску шпатов.

В районах, где имеет место переслаивание разных по составу горных пород, вмещающих пегматиты, на окраску калишпатов влияют не столько вмещающие, сколько подстилающие жилы породы (Вохменцев и др., 1972).

В пегматитах редкометальной формации нередко распространены микроклин-амазониты. По поводу природы амазонитовой окраски высказан ряд гипотез (Заварицкий, 1939, 1943; Елисеев, 1949; Жиров и др., 1959), но причина ее возникновения до сих пор неясна.

**П л а г и о к л а з ы.** В пегматитах разных типов и формаций плагиоклазы играют различную роль как в количественном, так и в качественном отношениях (Руденко, 1952; Гинзбург, 1960; Шуркин и др., 1962; Великославинский и др., 1963; Калита, Чернышкова, 1965; Недумов, 1965; Сафронова, 1966; Гордиенко, 1970; Шмакин, 1965, 1970; Вовк, 1971; Гродницкий, 1971; Солодов, 1962, 1971). Для керамических и мусковитовых пегматитов наиболее типичны плагиоклазы высокой основности ( $\text{№№}$  35—15 иногда даже  $\text{№№}$  45—40), причем нередко на долю этих плагиоклазов приходится значительный объем пегматитовых тел вплоть до образования жил чисто плагиоклазового состава. Поздние генерации плагиоклазов (сахаровидный альбит, клевеландит) распространены здесь в малой степени.

В редкометальных пегматитах основность плагиоклазов уменьшается ( $\text{№№}$  30—10), а содержание этих плагиоклазов в жилах падает за счет преобладания калишпатов. Вместе с тем резко возрастает роль альбита. В некоторых типах редкометальных пегматитов содержание альбита достигает 45—55, а иногда и 70%. Альбит образуется позже олигоклаза и также бывает представлен несколькими генерациями. Характерно, что и состав альбита более поздних генераций в общем становится более кислым. В хрусталеносных пегматитах содержание плагиоклаза (олигоклаза) еще меньше (0—10%), а его основность падает ( $\text{№№}$  15—8). Существенное место в них, но меньшее, чем в редкометальных пегматитах, нередко принадлежит альбиту.

Содержание элементов-примесей в плагиоклазах иногда несколько возрастает в редкометальных пегматитах, но в целом эти примеси менее типичны, чем в калишпатах.

В пределах пегматитовых полей (редкометальных пегматитов) по мере удаления от гранитов, с которыми генетически (или парагенетически)



связаны пегматиты, в жилах уменьшается количество и основность плагиоклаза (олигоклаза) за счет возрастания содержания калишпата, одновременно увеличивается количество альбита (Недумов, 1965; Гордиенко, 1970).

В пределах жил, содержащих плагиоклаз (в пегматитах всех формаций), наблюдается уменьшение содержания плагиоклаза (олигоклаза) и его основности (перепад иногда достигает двадцати номеров) от пород, более ранних по времени образования (гранит-пегматитовых и письменных), к породам, более поздним (блоковым и пегматоидным). Характерно, что плагиоклаз блоковых выделений ядерных частей жил содержит меньше антипертитовых вростков, чем плагиоклаз более ранних по времени образований пород (Шуркин и др., 1962). В ряде случаев в слюдоносных пегматитах отмечается поздняя микроклинизация. Иногда наблюдается зональность монокристалльных выделений плагиоклаза. Периферические зоны кристаллов образованы обычно более кислым плагиоклазом (Руденко, 1952).

Плагиоклазы пегматитов в целом обладают менее интенсивной и разнообразной окраской, чем калишпаты, что связано, по-видимому, с особенностями их конституции. Для них более свойственны белые или серые тона окраски. Однако и здесь наблюдаются некоторые различия. Более интенсивно окрашенными в желтые и розовые тона бывают плагиоклазы керамических и мусковитовых пегматитов. В жилах же Питкярантского пегматитового поля в Приладожье нами были встречены даже мяскокрасные плагиоклазы. К единичным находкам следует отнести обнаруженные в пегматитах Мамско-Чуйской провинции плагиоклаз-амазониты (Руденко и Вохменцев, 1969).

Плагиоклазам пегматитов и пород пегматоидного типа (лабрадоритов) весьма свойственна иризация, причем плоскости иризации ориентированы в кристаллах разной основности различным образом (Михеев и Руденко, 1954). В свое время была предложена гипотеза, согласно которой в плагиоклазах имеет место распад твердых растворов с образованием плагиоклаз-изопертитов. Наличие последних и объяснялось по этой гипотезе явление иризации (Агафонова, 1950, 1953, 1956; Руденко, 1952, 1953, 1954). Позже явление распада твердого раствора в плагиоклазах, как кислых, так и основных, было установлено точными методами (Laves, 1951, 1954; Gay, Smith, 1955; Smith, 1956; Nissen, 1971) и предложена концепция, сходная с названной выше гипотезой (Brown, 1960; Ribbe, 1960).

Возникновение иризации — явление явно вторичное. Сначала плагиоклазы претерпевают механическое двойникование, а затем в них в отдельных участках появляется иризация. Нами и В. П. Зуевой (устное сообщение) подмечено, что плагиоклазы иризируют в тех пегматитах, которые подвергались тектонической проработке.

К в а р ц. Кварц представлен в пегматитах, как известно, значительным числом генераций, каждая из которых характеризуется различными по размеру, форме, составу и окраске монокристалльными выделениями. Однако пегматиты различных формаций различаются даже по валовому содержанию кварца (Солодов, 1962; Захарченко, 1965; Калита и Чернышкова, 1965; Недумов, 1965; Бескин и Эфрос, 1969). В керамических и мусковитовых пегматитах содержание кварца составляет 20—30%, в редкометальных — 25—40% и в хрусталеносных — 30—75%, причем в пределах полей хрусталеносных пегматитов встречаются полевошпато-кварцевые жилы (силекситы), содержащие до 90% кварца. Закономерно изменяется распространенность, размеры и тип друзовых полостей (занорышей) с кристаллами кварца. Отметим, что на примере уральских месторождений в пегматитах можно выделить три главных типа друзовых полостей (Никитин, Рундквист, 1967; Таланцев, 1969; Эшкин, Карякина, 1971). Первый, описанный еще А. Е. Ферсманом (1960), сложен друзами



кристаллов полевых шпатов и кварца (мурзинский тип), а второй только друзами кварца (светлинский тип). Кроме того, встречаются еще и щелевидные полости (третий тип), образованные друзами мелких кристаллов («щетка») кварца, иногда дымчатого, но обычно горного хрусталя. Примерно такие же типы полостей в хрусталеносных пегматитах Казахстана выделили С. Д. Дмитриев (1960), А. И. Захарченко, Труфанов (1964), А. И. Захарченко (1965), С. М. Бескин и Б. Д. Эфрос (1969), а в пегматитах Волыни — Н. П. Ермаков (1955). При этом, как известно, трактовка генезиса полостей разными авторами нередко была различной.

В керамических и мусковитовых пегматитах очень редко встречаются полости первого типа, в редкометаллических — несколько чаще и более крупные полости обоих типов, а в хрусталеносных — нередко очень крупные полости обоих типов. Полости третьего типа встречаются в пегматитах всех формаций, но ощутимое их число свойственно лишь хрусталеносным пегматитам. На примере уральских («внегранитных») месторождений установлено, что полости первого типа значительно более свойственны хрусталеносным пегматитам, становление которых происходит на больших глубинах, чем пегматитов с полостями второго типа (Таланцев, 1969). Если в пегматитовом теле встречаются полости разных типов, то самыми ранними по времени образования являются полости первого типа, а наиболее поздними щелевидные полости. Судя по литературным данным, встречаются полости промежуточного типа между полостями первого и второго типов. Таким образом, помимо зерен графических, апографических, блоковых и ядерных (включая кварцевую ось) обособлений кварца в пегматитах можно выделить следующие генерации ограниченных кристаллов кварца: 1-я генерация в полостях первого типа, представленная морионом, реже дымчатым кварцем; 2-я генерация в полостях второго типа, представленная морионом и дымчатым кварцем; 3-я генерация из щелевидных полостей, представленная чаще всего горным хрусталем. Кроме того, на головки кристаллов 3-й генерации иногда нарастают кристаллы аметиста (скипетровидные формы). Это явление столь характерно, что уральские старатели в свое время истолковывали его как своего рода поисковый признак, сформулировав его следующим образом: «щетка — родная тетка аметиста». Иногда к особой генерации относится кварц типа цитрина.

В друзовых полостях нередко наблюдаются явления регенерации (дорастания) кристаллов первой и второй генераций. На их поверхности (а иногда только на ребрах и вершинах) развиваются прозрачные или фиолетовые зоны, по времени образования отвечающие, по-видимому, кварцу третьей генерации и аметисту.

Форма кристаллов кварца первой и второй генераций определяется преобладающим развитием граней гексагональной призмы  $\{10\bar{1}0\}$  и ромбоэдров  $\{10\bar{1}1\}$  и  $\{01\bar{1}1\}$ . Иногда встречаются обелисковидные кристаллы с преимущественным развитием граней острейших ромбоэдров ( $\{60\bar{6}1\}$  и др.).

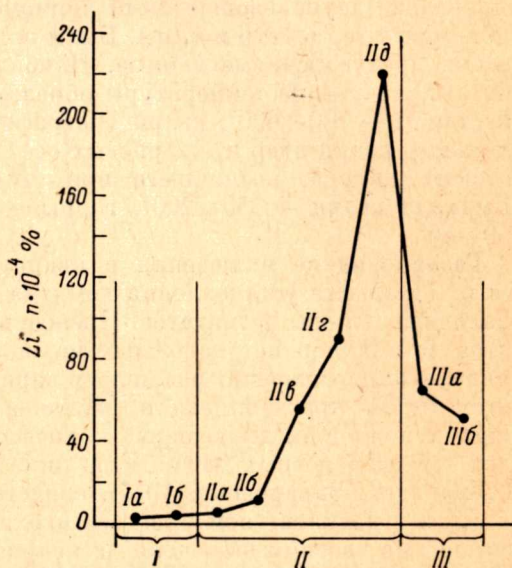
К настоящему времени накопился значительный материал, касающийся химического состава кварца в зависимости от типа пегматитов (Афанасьев и др., 1959; Солодов, 1962; Ставров, 1963; Балицкий и др., 1966; Гордиенко, 1970; Лукашов и др., 1970). В кварце пегматитов в очень небольшом количестве встречается довольно много элементов-примесей: Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Al, Ti, Zr, Nb, Ta, Mn, Cr, Fe, Ni, Mo, Cu, Ag, Zn, Ga, Tl, Sn, Pb, Sb. Наиболее распространенными из них являются Al, Fe, Mg, Ca, Na, K и Li. Эти примеси могут быть структурными, присутствующими в узлах, междоузлиях и каналах кристаллической решетки, и неструктурными, присутствующими в виде твердых и газовой-жидких включений. К сожалению, не всегда представляется возможным при интерпретации аналитических данных разграничивать содержание этих различных типов примесей.



Наиболее беден элементами-примесями кварц слюдоносных, а наиболее богат — редкометальных пегматитов. Кварц хрусталеносных пегматитов занимает в этом отношении промежуточное положение. Весьма характерны вариации состава кварца редкометальных пегматитов. Так, по данным В. В. Гордиенко (1970), в безрудных пегматитах этой формации содержание алюминия в кварце  $< 0.03\%$  и практически отсутствует литий, в сподуменовых пегматитах содержание алюминия достигает  $0.1\%$ , а также присутствует ощутимое количество примесей Na и Li. Закономерно меняется в кварце пегматитов различных формаций содержание лития (рис. 3).

На состав кварца пегматитов значительное влияние оказывает среда минералообразования. Прежде всего в этом отношении сказывается состав самих пегматитов, содержащих полевые шпаты, что определяет наличие в среде минералообразования глинозема. Уже по одной этой причине в пегматитах в отличие от кварцевых жил более распространены морионы и темно-

Рис. 3. Содержание лития в кварце пегматитов слюдоносной (I), редкометальной (II) и хрусталеносной (III) формаций. Кварц из кварц-мусковитового комплекса (Ia — Карелия, Iб — Мамская провинция), из безрудных пегматитов (IIa — Саяны), из пегматитов со слабым оруденением (IIб — Саяны), из пегматитов со сподуменом (IIв — Казахстан, IIг и IIд — Саяны), сетчатый кварц (IIIa — Коростеньский плутон, IIIб — Волянь). Составлено по данным О. Д. Ставрова (1963).



дымчатые разновидности кварца. По этой же причине имеют место вариации в составе кварца самих пегматитовых жил. Так, например, подмечено, что кристаллы кварца, прилегающие к кварцевому ядру одного из месторождений хрусталеносных пегматитов, содержат в 100 раз меньше примеси алюминия, чем кристаллы, окруженные со всех сторон блоками полевых шпатов (Лукашов и др., 1970). Больше всего элементов-примесей отмечается в «фаршированных» метакристаллах кварца, разросшихся в гранит-пегматитовых породах.

Установлено, что присутствие некоторых примесей в кварце обусловлено влиянием вмещающих пегматитовые жилы пород (Лукашов и др., 1970). Наконец, сказывается специализация магматических очагов, определяющих, по крайней мере в отношении ряда элементов, состав отделяющихся от них послемагматических растворов. Имеет значение, конечно, и эволюция самих растворов по мере их просачивания, а также период их отделения от магматических очагов. Влияние эволюции состава растворов устанавливается при сопоставлении кварца разных генераций и зон кристаллов. Обычно больше примесей во внутренних (сотовых или сетчатых) зонах кристаллов, а затем по мере приближения к периферии кристаллов (в зонах, сложенных морионом, темно-дымчатым кварцем и горным хрусталем) их содержание обычно постепенно уменьшается (Ставров, 1963; Лукашов и др., 1970). Впрочем, известны случаи повторного возрастания содержания примесей.

Кристаллы кварца из пород пегматитов разного строения характеризуются наличием первичных и вторичных газовых и газовой-жидких вклю-



чений. Иногда расположение этих включений контролируется системой замкнутых трещин, напоминающих рисунок сети (сотовый кварц). Возникновение сотового кварца (встречающегося только в хрусталеносных пегматитах) объясняют переходом кварца из  $\beta$ - в  $\alpha$ -модификацию в условиях быстрого охлаждения, связанного с резким изменением давления. Изменение давления в свою очередь связано с явлениями образования трещин (Долгов, 1955, 1957). Благодаря наличию включений в кварце очень многие исследователи пытались использовать этот минерал в качестве минералогического термометра пегматитового процесса (Долгов, 1955, 1957, 1965; Ермаков, 1955, 1965; Захарченко и др., 1958; Калюжный, 1965; Бакуменко, 1966; Шмакин, 1969; Макагон, 1971). В дальнейшем стали применять геотермометры с использованием особенностей других минералов (двуполевошпатовый термометр Барта и Рябчикова, гранат-биотитовый термометр и т. п.). Были получены многочисленные и нередко весьма противоречивые данные. Наиболее близкими к истинным можно считать следующие температуры образования кварца: кварц графических сростаний —  $700-600^{\circ}$ , кварц апографических образований —  $650-550^{\circ}$ , блоковый кварц ядер и кварцевых осей —  $600-350^{\circ}$  (иногда с реликтами сотового кварца, возникшего при температурах  $650-580^{\circ}$ ), морион и дымчатый кварц —  $350-200^{\circ}$ , горный хрусталь —  $250-150^{\circ}$ , аметист —  $150-80^{\circ}$ .

Газово-жидкие включения в кварце представляют большой интерес и с точки зрения установления химизма тех сред, в которых формируются различные породы пегматитов. Прежде всего отметим, что в кварце пегматитов до сих пор нет надежных находок включений затвердевшего расплава, что противоречит различным вариантам гипотез образования пегматитов путем кристаллизации расплава. Вместе с тем наличие газово-жидких и жидких включений, количество которых, например, в кварце ядер хрусталеносных пегматитов иногда бывает огромным (до  $1-5\%$  объема ядер; Захарченко, 1965), свидетельствует об очень важной роли, которую в пегматитовом процессе играют растворы. Наиболее обычными составными частями включений в кварце являются водные растворы хлоридов натрия и калия, а затем бикарбонатов и сульфатов натрия, калия и магния (Ермаков, 1965). Как подметил Ю. Б. Марин (1972), имеет место тенденция, в соответствии с которой в кварце ранних генераций (и сопутствующем ему калишпате) во включениях из катионов преобладает калий, а в кварце поздних генераций — натрий (Хитаров, 1965; Калюжный, Притула, 1967; Захарченко, 1968; Мирочников, 1969; Труфанов, 1969).

С л ю д ы. Слюдяная минерализация в пегматитах разных формаций проявлена различным образом. Крупнокристаллические слюды (биотит и мусковит) широко распространены в слюдоносных пегматитах. При этом суждения исследователей о последовательности образования и взаимоотношениях этих слюд весьма противоречивы. Принимая во внимание имеющиеся в литературе сведения (Коржинский, 1937; Григорьев, 1939; Никитин, 1952, 1953; Карский, Луговской, 1959; Великославинский и др., 1963; Никаноров, 1964; Шмакин, Куфтырев, 1964; Сафронова, 1966; Дядкина, 1969; Романов, 1971; Шмакин, 1971) и личные наблюдения, в пегматитах этой формации можно выделить следующие генерации крупнокристаллических слюд: мусковит I (кварц-мусковитовый комплекс)—биотит I—мусковит II (пегматоидный)—биотит II («трещинный») — мусковит III (альбит-мусковитовый комплекс). Слюды перечисленных генераций в значительно меньшей степени распространены в редкометалльных и хрусталеносных пегматитах. Вместе с тем исследования А. И. Гинзбурга и С. И. Берхина (1953) и А. Ф. Соседко (1961) редкометалльных пегматитов, а также Е. М. Цыганова (1954), О. Л. Литвина (1961), В. И. Павлишина и П. К. Вовка (1971) хрусталеносных пегматитов свидетельствуют о явлениях обрастания или замещения мусковита и био-



тита литиевыми слюдами и последующем обрастании литиевых и литиево-железистых слюд мелкочешуйчатыми слюдами. Таким образом, принимая в расчет редкометальные и хрусталеносные пегматиты, приведенный выше ряд следует дополнить литиевыми слюдами и мелкочешуйчатыми слюдами.

Наиболее отчетливо друг от друга отличаются одноименные слюды из пегматитов разных формаций по содержанию редких щелочей. Так, самое высокое содержание рубидия в мусковите и биотите имеет место в редкометальных пегматитах (рис. 4).<sup>2</sup> Слюды хрусталеносных пегмати-

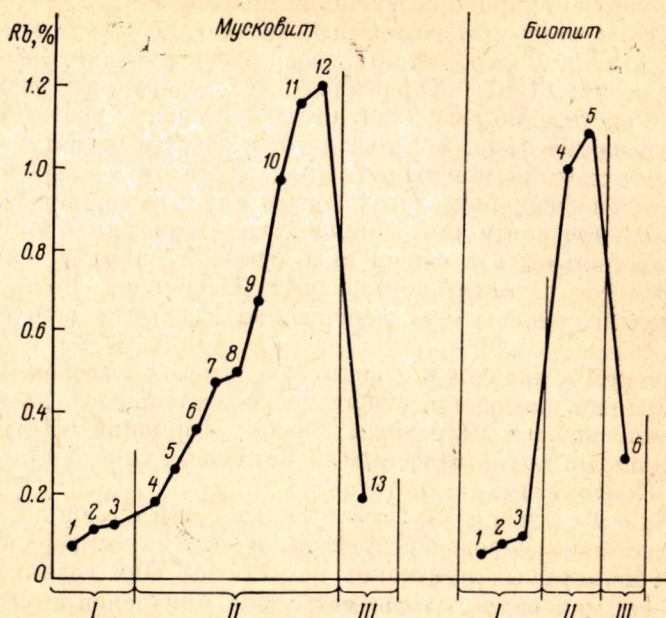


Рис. 4. Изменение среднего содержания рубидия в слюдах из пегматитов разных формаций. Составлено по данным А. И. Гинзбурга и С. И. Берхина (1953), А. Ф. Соседко (1961), Н. Г. Сретенской (1963), О. Д. Ставрова (1963), Г. П. Сафроновой (1966), В. В. Гордиенко (1971), В. И. Павлишина и П. К. Вовка (1971), Б. М. Шмакина (1971).

Мусковит: I — слюдоносная формация (1 и 3 — Восточная Сибирь; 2 — Северная Карелия); II — редкометальная формация (4, 8, 11 — Саяны; 5, 6, 9, 12 — европейская часть СССР; 7 — Казахстан); III — хрусталеносная формация (13 — Украина). Биотит: I — слюдоносная формация (1 — Северная Карелия; 2 — Восточная Сибирь; 3 — Саяны); II — редкометальная формация (4 — европейская часть СССР, 5 — Северная Каролина, США); III — хрусталеносная формация (6 — Украина).

тов занимают в этом отношении промежуточное положение между пегматитами слюдоносной и редкометальной формаций. Примерно таким же образом в мусковите и биотите разных формаций меняется содержание лития и цезия.

Обращаясь к данным, касающимся эволюции слюд в пегматитах отдельных формаций, пегматитовых полей или жил, лучше рассматривать раздельно два ряда слюд: мусковиты—литиевые слюды—мелкочешуйчатые слюды и биотиты—железисто-литиевые слюды—мелкочешуйчатые слюды.

В слюдоносных пегматитах, как подметила И. Я. Дядькина (1969), используя свои наблюдения и данные В. П. Васильевой (1966), состав мусковита (от первой генерации к третьей и далее) изменяется в сторону уменьшения суммарного содержания окислов железа, титана, магния и увеличения количества глинозема. Так, например, мусковит I содержит  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  в количестве 3.5% (среднее из десяти анализов), мусковит II —

<sup>2</sup> Отбирались данные по слюдам преимущественно первой и второй генераций



2.25% (среднее из 8 анализов), а мусковит III — 1.38% (один анализ). Такая тенденция изменения состава слюд обнаруживается и в пределах отдельных жил. В этом же ряду увеличивается изоморфная примесь в мусковите Li, Rb и Cs (Шмакин, Куфторева, 1964; Васильева, 1966; Сафронова, 1966; Шмакин, 1971).

В редкометалльных пегматитах в общем имеют место те же закономерности. От более ранних к более поздним генерациям мусковита уменьшается содержание окислов железа и возрастает количество изоморфной примеси Li, Rb и Cs. При этом колебания бывают весьма значительными. Так, например, суммарное содержание окислов железа падает от 5.04% в мусковите I (кварц-мусковитовый комплекс) до 1.18% в мусковите III (Гордиенко, 1970). В лепидолитах содержание рубидия иногда достигает 3—3.5% (Соседко, 1961). Характерно, что содержание редких щелочей в мусковите постепенно возрастает от слюд из жил с убогим или спорадическим оруденением (рис. 4, точки 4—6) к слюдам пегматитов, обогащенных редкометалльными минералами (рис. 4, точки 9—12).

В хрусталеносных пегматитах состав слюд позволяет выделить ряд: лепидомелан—протолитионит—циннвальдит—криофиллит—лепидолит. Эта последовательность в общем виде отвечает порядку кристаллизации слюд в процессе пегматитообразования (Павлишин, Вовк, 1971), т. е. последовательно уменьшается содержание в слюдах окислов железа и магния.

Подводя итоги, следует в общем согласиться с выводом И. Я. Дядькиной о том, что намечается общая последовательность развития слюдной минерализации в пегматитах разных формаций. При этом слюды редкометалльных и хрусталеносных пегматитовых жил как бы наращивают ряд слюд слюдоносных пегматитов.

**Закономерные срastания минералов.** Закономерные срastания породообразующих и других минералов являются одним из типоморфных признаков пегматитов. Они возникают при совместном росте минералов, замещении одних минералов другими, а также при распаде твердых растворов. Остановимся кратко только на письменных срastаниях кварца и полевых шпатов.

Срastания кварца и полевых шпатов делятся на графические и апографические. Вторые, как известно, образуются за счет преобразования первых. Из отечественных исследователей наиболее полно особенности письменных срastаний рассмотрели А. Е. Ферсман (1960), В. Д. Никитин (1958), И. Т. Бакуменко (1966).

В пегматитах, как известно, иногда встречаются такие графические структуры, когда вrostки кварца в монокристалле шпата своим удлинением ориентированы по пирамидам нарастания шпата. Некоторые исследователи полагают, что такая структура сростков является типоморфным признаком, свидетельствующим об образовании их путем кристаллизации расплава. Однако такое суждение ошибочно. Подобная особенность графических сростков, по мнению автора, однозначно указывает лишь на совместный (одновременный) рост двух минералов, а такой рост может иметь место как в случае свободной кристаллизации, так и при перекристаллизации.

При сопоставлении пород письменной структуры из пегматитов разных формаций выявляются некоторые различия этих пород. В породах письменной структуры наиболее глубинных (керамических и мусковитовых) пегматитов обычно не наблюдается расположения ихтиоглифтов кварца по пирамидам нарастания граней шпатов. Нередко кварцевые пластинки (ихтиоглифты) ориентированы совершенно однозначно в пределах монокристаллов шпатов, будучи приуроченными к тем или иным по ориентировке плоскостям спайности или отдельности шпатов (Никитин, 1958). Вместе с тем здесь наблюдаются явления преобразования в ихтиоглифты мелких, заключенных в шпатах, реликтовых зерен кварца.



Таким образом, при формировании графических структур в этих пегматитах полевой шпат отчетливо опережает в своем росте кварц (Никитин, 1958).

В наименее глубинных (хрусталеносных) пегматитах в породах графической структуры наблюдаются случаи расположения вростков кварца по пирамидам нарастания граней шпатов (Ивантишин и др., 1957), а также радиально-графические и лучисто-венчиковые структуры срастания (Успенский, 1945; Бакуменко, 1966). Это свидетельствует об одновременном росте полевых шпатов и кварца (Успенский, 1945; Никитин, 1958; Бакуменко, 1966).

Пегматиты редкометальной формации занимают в этом отношении промежуточное положение.

### **Типоморфные особенности минералов и способ их образования**

Выяснение способа образования минералов, слагающих пегматиты, имело и имеет большое значение не только для трактовки главных особенностей генезиса пегматитов, но и при разработке поисковых критериев пегматитовых месторождений. Можно считать установленным, что при формировании пегматитов имеют место все три основных способа образования минералов: перекристаллизация (преимущественно при формировании разнообразных по структуре горных пород пегматитов), метасоматоз (например, при разрастании некоторых пороодообразующих и почти всех рудных и редкометальных минералов) и свободная кристаллизация (кварца, полевых шпатов и ряда других минералов при формировании занорышей). Подчеркивая ведущую роль первых двух способов образования минералов в гранитных и щелочных пегматитах, мы не будем рассматривать все признаки, свойственные бласто- и метакристаллам и достаточно полно описанные в литературе (Никитин, 1952, 1953, 1955а, 1955б, 1957; Руденко, 1957, 1958, 1962а, 1962б, 1965, 1972; Наливкин, 1958, 1965, 1966), а остановимся лишь на двух сторонах генетических соотношений минералов, ярко проявленных в пегматитах.

Известно, сколь большую роль для понимания сущности физико-химических процессов, лежащих в основе природных явлений минералообразования, играет учение о химическом и термодинамическом равновесии. Однако наряду с этим при выяснении генезиса минералов горных пород и руд весьма ценную информацию можно получить, выявляя признаки неравновесности. Именно эти признаки сыграли большую роль при расшифровке истории формирования пегматитов. Одним из важнейших признаков неравновесности являются реликты. В зависимости от масштаба, с которым мы подходим к оценке этого признака, следует выделить следующие типы реликтов:

- 1) реликты подвергшихся переработке исходных материнских (обычно мелкозернистых) пород в пегматите;
- 2) реликты пород пегматитов, возникших на ранних стадиях процесса в породах более поздних стадий (например, реликты графических пород в породах апографической структуры);
- 3) реликты одних минералов в других; реликты свойственны как бласто-, так и метакристаллам, в которых они располагаются иногда по зонам роста; благодаря наличию реликтов эти кристаллы нередко имеют футлярообразное или скелетное строение (Никитин, 1955, 1957; Руденко, 1958, 1966; Руденко, Гераничева, 1972);
- 4) реликты неметаморфизованных участков минеральных индивидов среди претерпевшей изменение их части.

От способа образования минералов пегматитов нередко в прямой зависимости находится их облик. Особенно это относится к метакристаллам, которые, разрастаясь в неоднородных по физико-механическим свойствам или составу участках пород пегматита, приобретают угнетен-



ные формы роста (Никитин, 1955а; Наливкин, 1958, 1966; Агафонова, 1961). Влияние анизотропии замещаемых пород на облик метакристаллов проявляется в разной степени. В случаях низкой метасоматирующей активности растворов в анизотропной среде возникают кристаллы с резко выраженными угнетенными формами роста. При высокой активности растворов в породах, обладающих той же степенью анизотропии физических и химических свойств, образуются метакристаллы тех же минералов, обладающие габитусом, близким к идеальному. Но в этом случае на габитусе кристаллов могут сказываться уже не физико-механические, а физико-химические особенности среды минералообразования. В качестве примера могут служить метакристаллы циркона. В пегматитах сиенитового состава разрастаются метакристаллы циркона призматического габитуса, а в пегматитах, обладающих более высокой величиной относительной щелочности (нефелин-сиенитового состава), — дипирамидальные кристаллы (Шафрановский, 1933; Кашин и др., 1965; Гераничева и Марин, 1968), что обусловлено динамическим поведением кристаллической структуры минералов (и, в частности, циркона) в различных по химизму средах (Шафрановский, 1968).

### Типоморфные особенности минералов и тектоника

С прямым или косвенным влиянием тектоники связаны многие типоморфные особенности минералов пегматитов — их распределение в пегматитовых телах, форма, внутреннее строение, интенсивность вторичных изменений и т. д. Роль тектоники проявляется в период роста минералов и в период их последующего преобразования. Влияние тектоники на особенности минералов по-разному сказывается в зависимости от физико-химической обстановки и прежде всего от температуры (степени прогрева) пегматитовых тел.

Вспомним прежде всего общую для эндогенных процессов особенность. При высоких температурах минералообразующие растворы имеют ничтожную вязкость, а горные породы обладают способностью к пластическим деформациям. Поэтому под влиянием тектонических подвижек в таких породах возникает равномерная пористость, а маловязкие растворы способны равномерно просачиваться по этим породам. С понижением температуры растворы становятся более вязкими, что затрудняет их просачивание, а породы более хрупкими, что облегчает образование трещин. По этой причине по мере понижения температуры горных пород пути движения растворов в них все более тяготеют к определенным трещиноватым зонам (Коржинский, 1953). Эта особенность отчетливо проявляется в пегматитовом процессе. Так, именно по этой причине (Руденко, 1962б, 1965) на ранних стадиях перекристаллизации щелочных пород (наиболее высокие температуры) образуются более или менее равномерно-зернистые пегматоидные породы, имеющие зачастую «региональное» распространение. Позже в условиях несколько пониженных температур формируются сугубо локально развитые пегматитовые зоны (жилы), представляющие собой весьма неравномернозернистый минеральный агрегат. Второй пример относится к гранитным пегматитам. Метакристаллы слюд в этих пегматитах, принадлежащие ранним генерациям, имеют толстотаблитчатый облик, а более поздним — тонколистоватый (Никитин, 1953), что также связано, как это правильно отмечает Ю. Е. Рыцк (1969), с приуроченностью поздних генераций слюд к тонким трещинам, возникающим в более «холодных» породах.

С трещинной тектоникой связано распределение (цепочечное, прожилковое, зональное и т. д.) в пегматитовых телах метакристаллов слюд, граната и редкометалльных минералов. Выявлению этой важной особенности генезиса минералов пегматитов мы обязаны исследованиям В. Д. Никитина. В пегматитах Мамско-Чуйской провинции В. Д. Ники-



тиным (1965) впервые описаны различные по морфологии метасоматические слюдоносные зоны.

Роль тектоники выявляется в зональном сложении минералов пегматитов. Появление зональности обусловлено пульсационным поступлением постмагматических растворов в период роста кристаллов, связанным с трещинообразованием (Никитин, 1953, 1955б; Руденко, 1957). Следует выделить два типа зональности бласто- и метакристаллов (Руденко, 1957): зональность, связанную с изменением состава (окраски) зон роста (рис. 5), и зональность, связанную с изменением строения зон роста, которое проявляется, например, в смене зон, имеющих скелетное строение, зонами, сплошь выполняющими пространство. Изменение состава зон роста свидетельствует об изменении физико-химической обстановки в среде минералообразования вследствие периодически повторяющегося трещинообразования (Никитин, Рундквист, 1967). Изменение строения зон роста также связано с особенностями растворов, способность которых растворять замещаемую породу периодически падает.

Говоря о зональности кристаллов минералов пегматитов, нельзя не затронуть распространенности этого явления. Дело в том, что наряду с кристаллами, в которых проявлены многократно повторяющиеся зоны роста, значительно более распространены кристаллы с малым количеством зон и особенно кристаллы, ли-

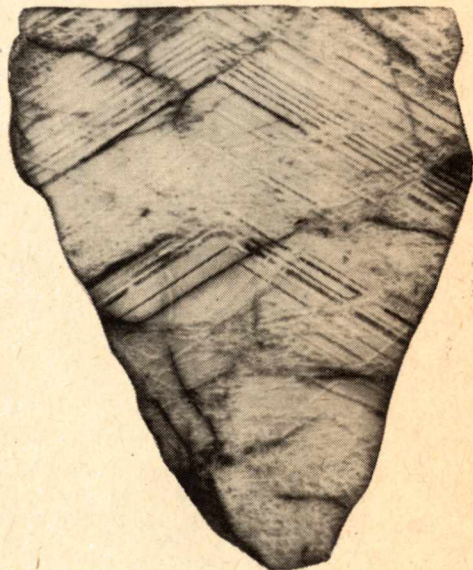


Рис. 5. Часть зонального кристалла калишпата, в котором чередуются зоны бедные и богатые альбитовым компонентом. Пегматиты Мамско-Чуйской провинции. Натур. вел.

шенные видимой зональности. По-видимому, отчетливо зональные кристаллы приурочены лишь к наиболее тектонически активным участкам пегматитовых жил или полей.

Сопоставляя однородные и отчетливо зональные кристаллы, отметим, что в последних более резко меняется содержание примесей: в кристаллах микроклина меняется содержание натрия, а в кристаллах мусковита — железа, редких щелочных металлов и некоторых других элементов. Так, например, в пределах одного кристалла мусковита содержание рубидия в зонах, богатых этим элементом, по сравнению с более бедными зонами иногда увеличивается в 5—7 раз, а лития в 10 раз (Рябчиков, 1961), а суммарное содержание окислов железа изменяется на 0.5—1% (Сафронова, 1960).

В последнее время при изучении пегматитов с геохимических позиций особое внимание уделяется закономерностям распространения примесей в минералах. При этом выясняется, что в одних случаях распределение примесей подчиняется нормальному закону, а в других — логнормальному. На этой основе делаются нередко весьма противоречивые генетические выводы. Так, одни авторы считают, что «при кристаллизации расплава примеси Na, Cs, Li, Tl (в микроклине, — *С. Р.*) распределяются по логнормальному закону; при послемагматической перекристаллизации элементы-примеси распределяются по нормальному закону» (Огнева и др., 1971, с. 163). По мнению других авторов, «в пользу замкнутой системы



кристаллизации пегматитов (из расплава, — *С. Р.*) свидетельствует нормальный закон распределения  $\text{Li}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Be}$ ,  $\text{Pb}$  и других элементов в минералах в пределах зон пегматитовых тел. В случае перекристаллизации, особенно под влиянием дополнительных порций растворов, поступавших извне, следовало бы ожидать существенных отклонений от нормального распределения» (Сафронова, 1966, с. 1347).

Из экспериментов известно, что в случае отсутствия равновесия между раствором (расплавом) и выделившимися из него кристаллами будет иметь место неравномерное распределение примесей (логарифмический закон распределения). Если же между кристаллами и расплавом (раствором) устанавливается равновесие, распределение примесей будет равномерным. Равновесие в условиях эксперимента достигается нередко в результате перекристаллизации. Однако в условиях природных систем

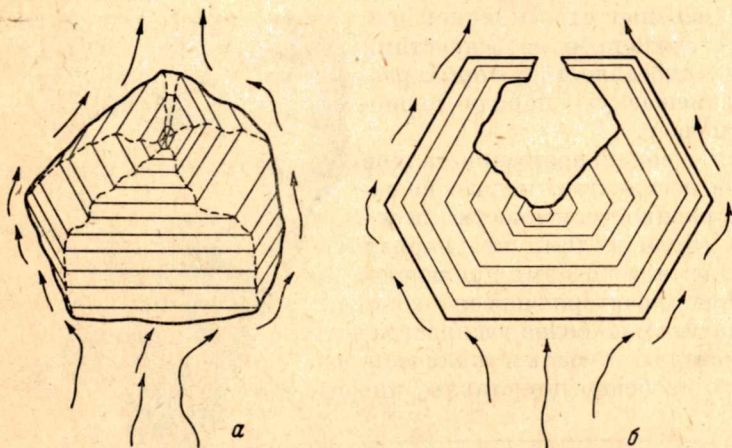


Рис. 6. Направление движения постмагматических растворов в период роста метакристаллов, устанавливаемое по зональному сложению метакристаллов клиновидного мусковита (*а*), по В. А. Романову (1971), по зональности и футлярообразной форме метакристаллов берилла (*б*), по И. Я. Лядькиной (1969).

состав пульсационно поступающих растворов, вызывающих перекристаллизацию (в силу тектонических причин), может неоднократно и резко меняться. В этом случае нормальный закон распределения будет нарушаться. Таким образом, только на основании закона распределения примесей решать вопрос об образовании минералов пегматитов путем кристаллизации расплава или путем перекристаллизации не представляется возможным. Необходимо прежде всего учитывать конкретную геологическую обстановку. Вместе с тем, как правильно отмечает Ф. В. Чухров (1969), еще очень мало данных об изменении состава минералов в пределах монокристаллов.

На основе изучения зонального сложения метакристаллов и особенностей их неравномерного роста иногда удается восстановить направление поступления питающих кристалл растворов. Такие наблюдения имеются применительно к турмалину (Наливкин, 1955), бериллу и мусковиту (рис. 6).

Весьма многообразны явления пострудного изменения минералов пегматитов. Такие явления иногда называют метаморфизмом минералов. Как показал Г. Н. Вертушков (1955), интенсивный метаморфизм претерпевает нередко кварц гидротермальных жил. Таким же образом часто бывает метаморфизован и кварц пегматитов (рис. 7). Вследствие тектонических подвижек в мусковите пегматитовых жил образуются трещины в виде фигур удара или давления, с которыми связано образование одного из дефектов мусковита — полосовой отдельности. Вдоль этих трещин



разрастаются, замещая мусковит, метакристаллы турмалина, силлиманиита и других минералов (Никитин, 1955а).

Метаморфизму подвергаются как плагиоклазы (рис. 8), так и калишпаты. Более детально остановимся на особенностях метаморфизма последних. В калишпатах отчетливо выделяются прозрачные (реликтовые) участки, заключенные среди значительно менее прозрачной метаморфи-

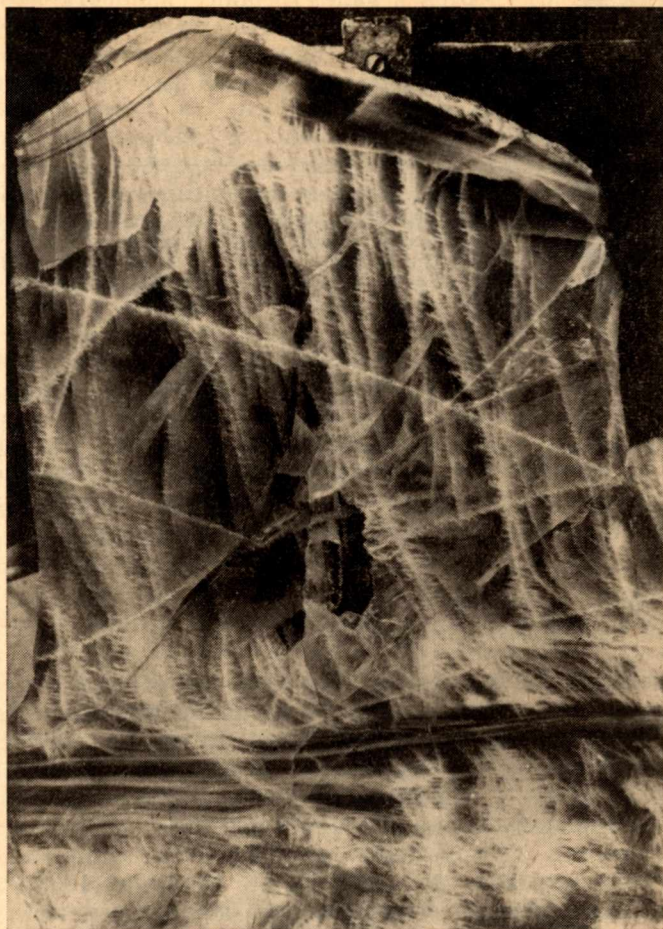


Рис. 7. Дымчатый кварц пегматитовых ядер (темное) метаморфизован вдоль системы взаимно пересекающихся трещин и трещиноватых зон (светлое). Мамско-Чуйская провинция, колл. В. А. Романова.

зованной части кристаллов. Прозрачные участки характеризуются наличием равномерно распределенных тонких первичных пертитовых вростков распада, ориентированных по закону  $(\bar{1}502)$ , отсутствием микроклиновой двойниковой решетки, малой степенью упорядоченности кристаллической структуры ( $2V=65-75^\circ$ , рентгеновская триклинность  $\Delta\rho=0.1-0.4$ ) и первичной идиоохроматической окраской зеленовато-синеватых тонов. Для метаморфизованной части кристаллов характерны более грубые (вторичные) пертитовые вросстки сегрегационного и сегрегационно-метасоматического типов, ориентированные параллельно  $(\bar{1}502)$ ,  $(100)$ ,  $(110)$ , реже  $(010)$  и  $(001)$  и вросстки изометрической формы, наличие двойниковой микроклиновой решетки, большая степень упорядоченности кристаллической структуры ( $2V=75-90^\circ$ , рентгеновская триклинность  $\Delta\rho=0.80-1.00$ ) и вторичная (аллохроматическая) окраска белого цвета или



желтовато-красных тонов. Нередко в этой части кристаллов появляется большое количество газово-жидких включений (Руденко, 1952, 1953; Никитин, 1958; Свяжин, 1959; Вовк, 1971; Вохменцев и др., 1972).

Не вызывает сомнения, что метаморфизм калишпатов связан с образованием в них под действием тектоники трещиноватых и ослабленных зон и просачиванием растворов по этим ослабленным участкам. Ослабленные зоны проявляются в виде трещин спайности и отдельности и только в отдельных случаях создается впечатление, что они не приурочены к каким-либо определенным кристаллографическим направлениям.



Рис. 8. Монокристалльный выкол олигоклаза (в форме пластинки толщиной один сантиметр) состоит из совершенно прозрачных участков (*серое*), разделенных зонами метаморфизма (*светлое*). Мамско-Чуйская провинция, колл. В. А. Романова.

Особый вторичный процесс представляет собой амазонитизация калишпатов гранитов и гранитных пегматитов (Заварицкий, 1943). По-видимому, правильным является заключение (Фельдман и др., 1967) о не сколько повышенной щелочности растворов в период амазонитизации. Вместе с тем не исключена возможность возникновения первичной амазонитовой окраски, например в щелочных породах, в которых амазонитовидные калишпаты зачастую достаточно распространены.

#### **Типоморфные особенности минералов и стадии пегматитового процесса**

После работ А. Н. Заварицкого, и особенно В. Д. Никитина, в отечественную литературу прочно вошло выделение главных стадий пегматитового процесса по способу образования минералов (Руденко, 1957, 1962а; 1962б; Шавло, 1958; Кухаренко и др., 1965; Наливкин, 1965; Гордиенко, 1970, и др.). К выделенным стадиям перекристаллизации и метасоматоза, по нашему мнению, следует добавить еще и стадию свободной кристаллизации (разрастание минералов в занорышах пегматитов). Стадии пегматитового процесса Б. М. Шмакин (1963, 1965, 1970) выделяет с позиций гипотезы «опережающей волны кислотных компонентов», которую развивает Д. С. Коржинский. Оба подхода при выделении стадий имеют рациональное зерно, однако мы отдаем предпочтение первому из них при условии достаточно полной характеристики химизма процесса. Исходя из этого дадим краткое описание отдельных стадий.

На стадии существенной перекристаллизации процесс кристаллизации, как известно, протекает не в чистом виде, а сопровождается метасоматическими явлениями. При этом имеет место выщелачивание оснований или замещение сильных оснований более слабыми. Обратимся к примерам, подтверждающим сказанное.

Пегматитовый процесс начинается с переработки исходных аплитов или гранитов в ортотектиты (или гранит-пегматиты), а затем в пегматит графической структуры. Очень часто графический пегматит развивается и непосредственно по гранит-аплиту. Весьма характерно, что процесс образования гранит-пегматитов и графических пегматитов сопровождается выщелачиванием из гранит-аплитов биотита (вынос Mg и Fe). По мере преобразования ранних пород пегматита в более поздние уменьшается основность плагиоклаза (вынос Ca, привнос Si и Na). Образование пород апографической структуры нередко сопровождается «грейзенизацией







# Схема основных стадий пегматитового процесса

Стадии, выделяемые по способу образования минералов	Стадии, выделяемые по особенностям химизма процесса	Породы и минералы, образующиеся на разных стадиях
Существенная перекристаллизация	Ранняя щелочная Кислотная	Ортотектиты, гранит-пегматиты и графические пегматиты Апографические породы и кварц-мусковитовый комплекс; блоковые и пегматоидные кварц-полевошпатовые породы и кварцевые ядра
Метасоматическая	Поздняя щелочная	Слюды (мусковит II, биотит, литиевые слюды), альбититы, гранат, турмалин, редкометалльные и рудные минералы
Свободная кристаллизация		Друзы кварца и флюорита; другие минералы полостей

ния процесса химической активности натрия. На стадии перекристаллизации, однако, это проявляется на фоне преобладания роли кислотных компонентов. На метасоматической стадии об этом свидетельствуют явления альбитизации. На стадии свободной кристаллизации, как показывают особенности состава минералообразующей среды во включениях, щелочность растворов (при преобладании Na над K) еще больше повышается. Растворы интенсивно растворяют кварц кварцевых осей и ядер, в связи с чем образуются нередко крупные полости растворения. Однако, как свидетельствуют исследования по синтезу кристаллов кварца, достаточно небольшого перепада температур (30—40°), чтобы процессы растворения сменялись процессами роста кварца — его свободной кристаллизацией. Вместе с тем в условиях природного минералообразования рост крупных кристаллов кварца может, по-видимому, происходить за счет одновременного растворения мелких в процессе формирования полостей и при отсутствии перепада температур.

Рассмотренные стадии формирования пегматитов по-разному проявляются в пегматитах разных формаций. Процессы, свойственные стадии перекристаллизации, как правило, являются главными в пегматитах слюдоносной формации. В редкометалльных пегматитах значительно более интенсивно проявлено метасоматическое минералообразование, а в хрусталеносных — стадия свободной кристаллизации. Иными словами, чем меньше глубина формирования пегматитов и их геологический возраст, тем интенсивнее проявлены в них более поздние (низкотемпературные) стадии формирования.

Таким образом, важная закономерность эволюции процессов минералообразования во времени, отмеченная многими геологами (Нобл, 1958; Шнейдерхен, 1958; Смирнов, 1963, 1965, и др.), но наиболее полно и целенаправленно рассмотренная Д. В. Рундквистом (1969), находит подтверждение и на примере пегматитов.

Можно назвать две главные причины различия в минерализации пегматитов разных формаций.

Во-первых, минерализация зависит от удаленности пегматитов от материнских магматических очагов, которые являются источником расплавов при образовании исходных пород (гранит-аплитов) и постмагматических растворов, под влиянием которых гранит-аплиты перерабатываются в пегматит. Чем больше это расстояние, тем больший путь проходят растворы, а в силу различной подвижности компонентов происходит более интенсивно проявленная их дифференциация («специализация»). Кроме того, чем больше путь просачивания растворов, тем растворы станут «холоднее» и будет больше шансов проявления в пегматитах низкотемпературных стадий минерализации.



Во-вторых, особенности минерализации пегматитов определяются теми *РТ*-условиями, в которых происходит их формирование в зависимости от глубинности и (или) степени метаморфизма вмещающих пород (Гинзбург, Родионов, 1966; Соколов, 1970). От этого прежде всего зависит скорость их охлаждения (Рыцк, 1969, 1972).

При сопоставлении типоморфных особенностей пегматитов разных формаций нельзя не остановиться на месте в эволюционном ряду хрусталеносных пегматитов, причем речь будет идти в основном о внутригранитных пегматитах. По ряду признаков (содержанию кварца в породе, наличию занорышей и некоторым другим) эти пегматиты занимают «законное» (крайнее) место в эволюционном ряду. По многим признакам (например, по числу минералов, составу породообразующих минералов, содержанию элементов-примесей в породообразующих минералах и т. д.) хрусталеносные пегматиты, как мы уже отмечали, занимают промежуточное положение между пегматитами слюдоносной и редкометальной формаций. В чем же причина такой двойственной позиции хрусталеносных пегматитов? Наличие признаков, определяющих их нормальное положение в эволюционном ряду, определяется самыми малыми глубинами формирования. Иначе обстоит дело с удаленностью от материнского магматического очага. На сравнительно малом удалении от материнских очагов формируются, как известно, пегматиты слюдоносной формации, а на значительно большем — редкометальные пегматиты. Материнским очагом хрусталеносных (внутригранитных) пегматитов скорее всего являются донные части многофазных интрузий, с которыми они генетически связаны. Хрусталеносные пегматиты, будучи образованиями сравнительно малых глубин, вместе с тем формируются (подобно слюдоносным пегматитам) на малом удалении от материнских очагов, чем и определяется их промежуточное (по ряду признаков) положение между слюдоносными и редкометальными пегматитами. Известное значение имеет, конечно, и специфика самих материнских очагов, под влиянием которых формируются пегматиты.

Типоморфные особенности различных типов пегматитов отчасти определяются теми же факторами, что и пегматитов разных формаций, но главное различие в их минерализации определяется литологическим (влияние подстилающих и вмещающих пород) и тектоническим факторами.

Из изложенных выше материалов следует, что типоморфные особенности минералов пегматитов весьма многообразны, поскольку, с одной стороны, они отражают разнообразные стороны сложного процесса становления пегматитов, а с другой — проявляются в весьма разных качествах самих минералов. Существенно и то, что многие типоморфные особенности минералов широко используются в поисково-разведочном деле.

### Литература

- Агафонова Т. Н. Об призаии лабрадоритов Воьныи. — Минер. сборник Львовск. геол. общ., 1950, № 4.
- Агафонова Т. Н. Влияние нагрева на призаию лабрадоров месторождения Новый Бобрик. — ДАН СССР, 1953, т. 39, № 5.
- Агафонова Т. Н. К вопросу о природе призаии лабрадоров. — Минер. сборник Львовск. геол. общ., 1956, № 10.
- Агафонова Т. Н. Морфология искаженных кристаллов циркона как индикатор их генезиса. — ДАН СССР, 1961, т. 140, № 2.
- Арутюнов Г. М., Наливкин А. Б., Холодок Н. И. Барий в микроклин пегматитов как возможный индикатор пегматитов различных свит и различной слюдоносности. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7.
- Афанасьев Н. А., Каменцев И. Е., Франк-Каменецкий В. А. Колебание параметров элементарной ячейки кварца различного генезиса. — Кристаллография, 1959, т. 4, вып. 3.
- Бакуменко И. Т. Закономерные кварц-полевошпатовые сростания в пегматитах и их генезис. М., «Наука», 1966.



- Балицкий В. С., Самойлович М. И., Новожилов А. И., Сту-  
паков Г. П. О влиянии температурных условий образования кварца на со-  
держание структурной примеси алюминия. — Минер. сборник Львовск. ун-в.,  
1966, № 20, вып. 3.
- Белянкин Д. С., Сергиев Н. Г. О железистом полевоом шпате с острова  
Мадагаскара. — Изв. АН СССР, 1926, серия 6, т. 20, № 13—14.
- Бескин С. М., Эфрос Б. Д. Основы классификации пегматитов формации  
малых глубин и методика выделения продуктивных объектов. — Тр.  
ВНИИСИСа, 1969, т. XI.
- Борисов П. А. Керамические пегматиты КФССР. Петрозаводск, 1948.
- Васильева В. П. К вопросу о влиянии боковых пород на ход слюдяной мине-  
рализации в гранитных пегматитах. — В кн.: Геология и полезные ископаемые  
Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1966.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М.  
Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. — Тр. ЛАГЕД АН СССР,  
1963, вып. 17.
- Вертушков Г. Н. Метаморфизм жильного кварца. — Тр. Свердловск. горн.  
инст., 1955, вып. 22.
- Вовк П. К. Кристалломорфология и генетические особенности полевых шпатов  
камерных пегматитов. — Автореф. дисс., Львов, 1971.
- Вовк П. К., Павлишин В. И., Сорокин Ю. Г. Полевые шпаты пегма-  
титов Волины. — Минер. сборник Львовск. ун-в., 1968, вып. 1.
- Волобуев Г. П. Каликатровые полевые шпаты гранитных пегматитов Коростень-  
ского массива (Украина). — Геология и разведка, 1967, № 4.
- Вохменцев А. Я. Зависимость окраски микроклина от его конституции и гене-  
зиса. — В кн.: Новые исследования в геологии. Л., 1969.
- Вохменцев А. Я., Остроумов М. Н., Белова А. Н., Холо-  
док Н. И., Наливкин А. Б. Об окрасках полевых шпатов в пегматитах  
Северной Карелии. — В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная  
оценка). Л., 1972.
- Гераничева Г. К., Марин Ю. Б. Причины морфологической изменчивости  
циркона. — Зап. ЛГИ, 1968, т. 54, вып. 2.
- Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса. — В кн.:  
Минералогия и генезис пегматитов, Междунар. геол. конгресс, XXI сессия,  
Докл. сов. геол., Проблема, 17, 1960.
- Гинзбург А. И., Берхин С. И. О составе и химической конституции литие-  
вых слюд. — Тр. Минер. музея АН СССР, 1953, вып. 5.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пег-  
матитов. — Геология рудных месторождений, 1966, № 1.
- Глебов М. П. Закономерности распределения элементов-примесей в минералах  
мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района. — В кн.: Геохимия  
пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов.  
Л., «Недра», 1970.
- Григорьев Д. П. О взаимоотношениях биотитов и мусковитов в пегматитовых  
жилах. — Бюлл. МОИП, 1939, отд. геологии, т. XVII (4—5).
- Гродницкий Л. Л. Структурно-минералогическая классификация пегматитов  
Северной Карелии. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7.
- Дмитриев С. Д. Гранитные пегматиты Центрального Казахстана. Материалы  
по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. — Тр.  
ВСЕГЕИ, 1960, нов. серия, вып. 29.
- Долгов Ю. А. Особенности генезиса высокотемпературных кварцев. — Минер.  
сборник Львовск. геол. общ., 1955, № 9.
- Долгов Ю. А. Включения сетчатых кварцев в пегматитах Волины и данные термо-  
звукового анализа. — Тр. ВНИИП, 1957, т. 1, вып. 2.
- Долгов Ю. А. Вопросы генезиса пегматитов по материалам изучения флюидов  
в минералах. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов,  
Проблема 6, 1965.
- Дядькина И. Я. О направленности процесса слюдообразования в пегматитах. —  
Зап. Всесоюз. минер. общ., 1969, ч. 98, вып. 3.
- Елисеев Э. Н. Окраска амазонита. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1949, ч. 78,  
вып. 1.
- Ермаков Н. П. Происхождение гранитных пегматитов камерного типа. —  
Докл. Юбилейн. научн. сессии МГУ, 1955.
- Ермаков Н. П. Состояние и деятельность флюидов в гранитных пегматитах ка-  
мерного типа. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов,  
Проблема 6, 1965.
- Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения  
изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. —  
В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металло-  
генических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965.



- Жедваб Ж. Изучение элементов-примесей в минералах пегматитов. — В кн.: Пегматиты Центральной Африки. М., ИЛ, 1958.
- Жиров К. К., Стишов С. М., Б. Д. Рыжиков. О происхождении окраски амазонитов. — Геохимия, 1959, № 8.
- Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского заповедника. М., Изд. Главн. упр. по заповедникам, 1939.
- Заварицкий А. Н. Об амазоните. — Зап. Всесоюзн. минер. общ., 1943, ч. 72, вып. 1.
- Захарченко А. И. Внутригранитные пегматиты и особенности их формирования. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема, 6, 1965.
- Захарченко А. И. О формировании минералообразующих растворов и рудных тел, связанных с гранитами. — Тр. ВСЕГЕИ, 1968, нов. серия, т. 155.
- Захарченко А. И., Венедиктов С. А., Соколов Я. Н. Особенности характера и генезиса пегматитов с кристаллами пьезооптического кварца. — Сов. геология, 1958, № 8.
- Захарченко А. И., Труфанов В. Н. Хрусталеносные полости пегматитов Акжайлы (Казахстан), их минералогия и особенности образования. — Тр. ВСЕГЕИ, 1964, нов. серия, т. 108.
- Ивантишин М. Н., Царовский И. Д., Личак И. Л. Пьезокварцевые пегматиты Волыни. Киев, 1957.
- Калита Е. Д. Особенности распределения редких щелочных металлов в камерных пегматитах как возможный критерий для поисков оптического флюорита и пьезокварца. — Сов. геология, 1963, № 3.
- Калита Е. Д., Чернышкова Л. П. Распределение редких щелочных металлов в топазо-морионовых пегматитах как критерий их продуктивности. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 6, 1965.
- Калюжный В. А. К возрастным взаимоотношениям жидких включений в кварце и эволюция состава минералообразующих растворов пегматитов Волыни. — В кн.: Исследование минералообразующих растворов, т. 2. М., «Недра», 1965.
- Калюжный В. А., Притула З. С. К выяснению структурных, термодинамических и геохимических условий деятельности глубинных растворов пегматитов занорышевого типа. — В кн.: Изучение геохимии глубинных растворов. Киев, «Наукова думка», 1967.
- Карский В. Е., Луговской Г. П. Методика изучения и характеристика включений в мусковите Мамско-Чуйского района. — Тр. ВНИИасбестцемента, 1959, вып. 5.
- Кашин С. А., Стороженко А. А., Гуреев В. Ф. Морфологические типы циркона и особенности его распределения в одном из массивов щелочных пород. — Тр. ЦНИГРИ, 1965, вып. 63.
- Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. Л.—М., 1937.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953.
- Кочнев А. П., Черемных В. А., Загорский В. Е. О происхождении и геохимической эволюции пегматитов Мамской слюдоносной провинции. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Кумбс Д. С. Железистый ортоклаз с Мадагаскара. — В кн.: Полевые шпаты. М., ИЛ, 1956.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965.
- Лавес Ф. Фазовые отношения щелочных полевых шпатов. — В кн.: Полевые шпаты. М., ИЛ, 1956.
- Литвин О. Л. Зелен слюды з пегматит в Коростеньского плутону. — Геол. журн., 1961, т. XXI, вып. 3.
- Лукашов А. Н., Ташкер Э. М., Колбин Б. А., Ступаков Г. П. Влияние вмещающих пород на содержание элементов-примесей в кристаллах кварца и флюорита. — Зап. Всесоюзн. минер. общ., 1970, ч. 99, вып. 3.
- Лукшо П. Ортоклаз из некоторых финляндских горных пород. — Зап. минер. общ., 1874, ч. IX, серия. 2.
- Макагон В. М. О температурах образования и послемагматического изменения слюдоносных пегматитов Мамского района. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Марин Ю. Б. Варианты собирательной перекристаллизации породообразующих минералов гранитов в связи с особенностями возникновения разных типов пегматитовых пород. — В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и пром. оценка). Л., 1972.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., 1962.



- Мирочников И. И. Физико-химические условия образования месторождений горного хрусталя, пригодного для плавки. — Тр. ВНИИСИМС, 1969, т. X.
- Михеев В. И., Руденко С. А. Новые данные об особенностях иризации полевых шпатов. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1954, ч. 83, вып. 4.
- Наливкин А. Б. Об особенностях и причине неравномерного роста кристаллов турмалина. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1955, ч. 84, вып. 3.
- Наливкин А. Б. Морфологические особенности некоторых минералов как критерий их метасоматического образования. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1958, ч. 87, вып. 3.
- Наливкин А. Б. Генезис сподуменовых пегматитов. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 6, 1965.
- Наливкин А. Б. Критерии последовательности образования минералов. — Тр. ВСЕГЕИ, 1966, т. 65.
- Недумов И. Б. Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитами. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М., «Наука», 1965.
- Никаноров А. С. Взаимоотношения между биотитом и мусковитом в слюдоносных пегматитах. — Тр. ВСЕГЕИ, 1964, нов. серия, т. 108.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. — Зап. ЛГИ, 1952, т. 27, вып. 2.
- Никитин В. Д. Особенности образования кристаллов мусковита в пегматитовых жилах. — Зап. ЛГИ, 1953, т. 29, вып. 2.
- Никитин В. Д. Особенности процессов формирования минералов при метасоматических явлениях. — Тр. Федоровской научной сессии 1953 г. Л., 1955а.
- Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. — Зап. ЛГИ, 1955, т. 30, вып. 2.
- Никитин В. Д. Особенности редкометалльной минерализации в пегматитовых жилах. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1957, ч. 86, вып. 1.
- Никитин В. Д. Строение и генезис письменных гранитов в пегматитовых жилах. — Зап. ЛГИ, 1958, т. 33, вып. 2.
- Никитин В. Д. Генезис слюдоносных зон в телах гигантомигматитов. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 6, 1965.
- Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Никитин В. Д., Руденко С. А., Эшкин В. Ю. К генезису хрусталеносных пегматитов Урала. — Зап. ЛГИ, 1967, т. 52, вып. 2.
- Никитин В. Д., Рундквист Д. В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1967, вып. 5.
- Нобл Дж. Классификация рудных месторождений. — В кн.: Проблема рудных месторождений. М., ИЛ, 1959.
- Огнева Э. Я., Шакин М. Б., Кузнецова А. И., Рыбакова М. М. Параметры распределения щелочных элементов, свинца и таллия в крупных кристаллах микроклина из пегматитов Мамы. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Павлишин В. И., Вовк П. К. Рентгеновая триklinность калиевых полевых шпатов загорышевых (камерных) пегматитов, вмещающих гранитов и ее поисковое значение. — ДАН СССР, 1970, т. 190, № 6.
- Павлишин В. И., Вовк П. К. Редкие щелочные элементы в минералах камерных пегматитов. — Минер. сб. Львовск. унив., 1971, вып. 1.
- Попов Б. А. О южно-русском рапакиви. — Тр. СПб. общ. естествоисп., 1903, т. XXXI, вып. 5.
- Романов В. И. Взаимоотношения мусковита и биотита в пегматитовых жилах. — Зап. ЛГИ, 1971, т. 60, вып. 2.
- Руденко С. А. Полевые шпаты керамических пегматитов Южной Карелии. — Зап. ЛГИ, 1952, т. 27, вып. 2.
- Руденко С. А. Опыт изучения пертитовых сростаний полевых шпатов в связи с их внутренним строением. — Тр. Федоровской науч. сессии 1951 г. Л., 1953.
- Руденко С. А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний. — Зап. Всесоюз. научн. минер. общ., 1954, ч. 83, вып. 1.
- Руденко С. А. О способе и механизме образования кристаллов циркона в мариуполите. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1957, ч. 86, вып. 4.
- Руденко С. А. О природе циркона щелочных пегматитов Приазовья. — Зап. ЛГИ, 1958, т. 33, вып. 2.
- Руденко С. А. Генезис и структурные особенности мариуполитов. — Зап. ЛГИ, 1962а, т. 43, вып. 2.
- Руденко С. А. О роли постмагматических явлений в формировании Ильмено-Вишневогорского щелочного массива на Урале. — Зап. ЛГИ, 1962б, т. 43, вып. 2.
- Руденко С. А. Основные закономерности процесса формирования пегматоидных пород и пегматитов в щелочных массивах. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 6, 1965.



- Руденко С. А. Скелетный рост кристаллов в породах и рудах. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1966, ч. 95, вып. 2.
- Руденко С. А., Вохменцев А. Я. Плагиоклаз-амазонит. — ДАН СССР, 1969, т. 184, № 2.
- Руденко, С. А. Процессы перекристаллизации и метасоматоза и их роль в формировании горных пород и руд щелочных массивов. — В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и пром. оценка). Л., 1972.
- Руденко С. А., Гераничева Г. К. Генезис кристаллов циркона в мариуполитах и микроклин-нефелиновых пегматитах Октябрьского массива. — В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и пром. оценка). Л., 1972.
- Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования во времени. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. V (Основные проблемы геологии). М. «Недра», 1969.
- Рыцк Ю. Е. О причинах, определяющих слюдоносность пегматитов. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1969, ч. 98, вып. 4.
- Рыцк Ю. Е. К вопросу об условиях формирования слюдоносных пегматитов. — В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и пром. оценка). Л., 1972.
- Рябчиков И. Д. Вычисление коэффициентов кристаллизации редких щелочных металлов для калиевых минералов в пегматитах. — Геохимия, 1961, № 10.
- Рябчиков И. Д., Соловьева Б. А. К геохимии рубидия и лития в слюдоносных пегматитах Северной Карелии. — Геохимия, 1961, № 4.
- Сафронова Г. П. О зональном мусковите из северо-карельских пегматитов. — Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. 26.
- Сафронова Г. П. Геохимические критерии в изучении генезиса слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — Геохимия, 1966, № 11.
- Свяжин Н. В. Метаморфизм солнечного камня из Вишневых гор на Урале. — Тр. Горно-геол. инст. УфАН, СССР, 1959, вып. 42.
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Смирнов В. И. Геология месторождений полезных ископаемых. М., «Недра», 1965.
- Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., «Наука», 1970.
- Соловьева Г. П., Дубовский В. С. Закономерности распределения рубидия и цезия в микроклинах пегматитов Витимского месторождения (Мамский район). — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М., «Наука», 1971.
- Солодовникова Л. Л. Материалы к изучению полевых шпатов из пегматитовых жил Северной Карелии. — Тр. Ломоносовск. инст. геохимии, кристаллограф. и минер., 1935, вып. 5.
- Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Сретенская Н. Г. Об условиях образования микроклина пегматитовых жил одного из районов Казахстана. — Геохимия, 1963, № 7.
- Ставров О. Д. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов. — Тр. ВИМС, 1963, вып. 21.
- Таланцев А. С. Генезис друзовых полостей в пегматитах Урала. — Тр. ВНИИСИМС, 1969, т. XI.
- Труфанов В. Н. Минералогия и термодинамика хрустальных полостей гранитных пегматитов. Ростов, 1969.
- Успенский Н. М. О генезисе пегматитов Золотой горы. — Сов. геология, 1945, № 4.
- Учакин Ю. М., Шиманский А. А., Плотников Л. П. Изменение содержания редких щелочей в микроклинах крупного пегматитового тела (корреляционный анализ). — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Фельдман Л. Г., Бугаец А. А., Матиас В. В., Нарсеев В. А., Ставров О. Д., Тимофеев И. Н. Амазонитизация гранитов в связи с проблемой их рудоносности. Тр. ВИМС, 1967, вып. 31.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Избранные труды, т. VI, М., 1960.
- Хитаров Д. Н. Изучение состава и других особенностей газово-жидких включений в минералах на современном этапе. — В кн.: Минеральные микровключения. М., «Наука», 1965.
- Цыганов Е. М. О литиевых слюдах из пегматитов Волыни. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1954, ч. 83, вып. 4.
- Чухров Ф. В. Типоморфизм — важнейшая проблема современной минералогии. — В кн.: Типоморфизм минералов. М., «Наука», 1969.
- Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Алма-Ата, 1958.



- Шафрановский И. И. Цирконы Вишневых гор. — Зап. Всероссийск. минер. общ., 1933, вып. 1.
- Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии. М., «Высшая школа», 1968.
- Шамакин Б. М. Волна кислотности послемагматических растворов в слюдоносных пегматитах. — ДАН СССР, 1963, т. 152, № 4.
- Шамакин Б. М. Геохимические особенности процессов формирования слюдоносных пегматитов Мамского района. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 6, 1965.
- Шамакин Б. М. О барьерном ортоклазе из Южной Якутии и значении барьера как элемента-индикатора. — Геология и разведка, 1967, № 4.
- Шамакин Б. М. О хрусталеносных зонах в пегматитах Мамско-Витимской слюдоносной провинции. — Тр. ВНИИСИМС, 1969, т. XI.
- Шамакин Б. М. Геохимия мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. — Автореф. дисс. Иркутск, 1970.
- Шамакин Б. М. Типохимические особенности главных минералов мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Шамакин Б. М., Куфтырева В. А. Стадийность метасоматических процессов в слюдоносных пегматитах и вмещающих их породах и критерии определения кислотности-щелочности послемагматических растворов. — В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Недра», 1964.
- Шамакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. М., «Наука», 1969.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1962, вып. 14.
- Эшкин В. Ю., Карякина Т. А. Некоторые особенности образования кристаллов кварца в пегматитовых жилах Южного Урала. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1971, ч. 100, вып. 4.
- Brown W. L. The crystallographic and petrological significance of peristerite unmixing in the acid plagioclases. — Zs. Krystallogr., 113, M. Laue-Festschrift, 1960.
- Gay P., Smith I. V. Phase relations in the plagioclase feldspars composition range  $An_0$  to  $An_{70}$ . — Acta Crystallogr., 1955, 6.
- Kelley V. C., Branson O. T. Shallow, high-temperature pegmatites, Grant County, New Mexico. — Econom. Geol., 1947, vol. 42, № 8.
- Laves F. Relationships between exsolved plagioclase and its host (Abstr.). — Meeting Amer. Cryst. Assoc. Proc., Washington, 33.
- Laves F. The coexistence of two plagioclases in the oligoclase compositional range. — J. Geol., 1954, 62, № 4.
- Nissen H. U. End member compositions of the labradorite exsolution. — Naturwissenschaften, 1971, 58, № 9.
- Ribbe P. H. An X-ray and optical investigation on the peristerite plagioclases. — Amer. Min., 1960, 45, № 5/6.
- Smith J. V. The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. I. The soda-rich plagioclases. — Min. Mag., 1956, 31, № 232.

Л. Л. Гродницкий

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЛЮДЯНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЧУПЫ И ЕНЫ (СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ БЕЛОМОРЬЕ)

Пегматиты Чупы и Ены входят в состав жильной формации беломорского метаморфического комплекса (Полканов, 1939; Судовиков, 1939; Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962). Вмещающие пегматиты породы представлены дистен-гранат-биотитовыми (с силлиманитом и без него), гранат-биотитовыми и биотитовыми плаггиогнейсами.

Пегматиты Чупинского слюдоносного района (Северная Карелия) по отношению к вмещающим породам и их складчатым структурам являются секущими и образуют чаще всего линейновытянутые по падению



и простираению полосы («зоны») и кусты, ориентированные на большинстве месторождений в субмеридиональном и северо-западном направлениях. Пространственные соотношения пегматитоносных полос со складчатыми структурами различных направлений и порядков весьма разнообразны. Как показали детальные геологоструктурные работы (Горлов, 1956, 1960, 1967, и др.), большинство наиболее изученных к настоящему времени пегматитоносных полос пространственно связано с антиклинальными складками, однако наиболее протяженные из полос могут переходить внутри таких складок из замковых областей на крылья или даже выходить за пределы складок. Контакты жильных тел четкие, секущие, иногда сопровождающиеся пластическими деформациями вмещающих пород (подвороты, мелкая складчатость). Такие деформации, однако, развиты локально, лишь на отдельных участках по падению и простираению пегматитовых тел. Эти и ряд других наблюдений позволяют присоединиться к выводу Ю. Е. Рыцка (1962) о послескладчатом возрасте рассматриваемых пегматитов. Согласно Ю. Е. Рыцку, слюдяные пегматиты Чупинского района составляют вторую возрастную группу.

Изучение минеральных ассоциаций, состава, внутреннего строения слюдяных пегматитов Чупы, а также состава породообразующих минералов в них (Гродницкий, 1969а, 1969б, 1971) дало возможность выделить среди этих пегматитов четыре структурно-минералогических типа (I—IV), составляющих единый генетический ряд.

Пегматиты Ены представлены двумя возрастными группами (Рыцк, 1962). Пегматиты первой возрастной группы (собственно слюдяные) залегают согласно с вмещающими породами и по своему расположению и морфологии полностью подчиняются складчатым структурам, что позволило Ю. Е. Рыцку отнести их к складчатым образованиям. Мусковитосодержащие альбитизированные пегматиты отнесены Ю. Е. Рыцком к третьей возрастной группе. Они представляют собой дайкообразные и плитообразные тела, секущие вмещающие породы, а также пегматиты первой возрастной группы. Согласно Ю. Е. Рыцку, пегматиты третьей группы возникли значительно позже времени завершения складчатости в регионе. Применение признака набора (сочетания) в пегматитах различных типоморфных структурно-минеральных комплексов или ассоциаций (Гродницкий, 1969а, 1971) приводит к выделению среди пегматитов Ены восьми структурно-минералогических типов.

I тип — биотит-плагиоклазовые неzonальные жилы, сложенные главным образом среднезернистым и мелкозернистым пегматитом неяснографической и ортотектитовой структур с таблитчатым и мелкокристаллическим биотитом.

II тип — мусковит-биотит-плагиоклазовые участково-зональные жилы. Кроме среднезернистого пегматита неяснографической структуры здесь развит пегматит пегматоидной и блоковой структур с крупнотаблитчатым и листоватым биотитом. Отмечается также в подчиненном количестве пегматит апографической и графической структур, кварц-мусковитовый комплекс, отдельные небольшие блоки кварца.

III тип — мусковит-плагиоклазовые зональные жилы. Характерно развитие пегматита неяснографической и пегматоидной (блоковой) структуры (как породообразующий минерал отсутствует биотит). Широко представлен пегматит графической, апографической и петельчатой структур, кварц-мусковитовый комплекс и блоковый кварц в форме крупных блоков (ядер).

IV тип — мусковит-микроклин-плагиоклазовые зональные жилы, по составу весьма близкие к пегматитам третьего типа, однако содержащие новую типоморфную ассоциацию — микроклиновый пегматит пегматоидной и блоковой структур.

V тип — мусковит-биотит-микроклин-плагиоклазовые участково-зональные жилы; наряду со всеми ранее названными ассоциациями здесь



# Сопоставление типов пегматитов Ены и Чупы

Формации пегматитов	Этапы процесса	Возраст пегматитов относительно складчатости	Пегматиты Ены										Пегматиты Чупы										Температура, °С			Связь с метаморфизмом	
			тип пегматита	типоморфные ассоциации	% An в Пл	F Би	F Му	состав граната					тип пегматита	типоморфные ассоциации	% An в Пл	F Би	F Му	состав граната				по Би-Гр геотермометру	по Пл-Му геотермометру	по газово-жидким включениям			
								Пир	Спесс	Альм	Са-гранат	Пир						Спесс	Альм	Са-гранат							
Слюдяные пегматиты, связанные с гранитоидами мигматитовой формации	Магматический	Соскладчатые	I	Пл+Би+Кв	25-27	39	42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ультраметаморфизм (анатексис) в условиях амфиболитовой фации	
		Формируются на завершающих стадиях складчатости	—	—	—	—	—	—	—	—	—	I	Пл+Би+Кв	27-29	46	—	12.0	11.7	65.1	11.2	540	600	550-700				
	Метасоматический (аллометасоматоз)	Послескладчатые	II	Пл+Би+Му+Кв	21	49	42	6.0	16.0	62.7	15.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Диафторез в условиях эпидот-амфиболитовой фации вдоль наложенных разрывных структур		
			III	Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Ми+Би+Гр+Кв	15	54	56	4.9	17.7	69.7	7.6	II	Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Ми+Би+Гр+Кв	16-23	53	55	4.5	28.7	62.4	4.4	400 370-390	560-580 510	260-480 —				
Мусковит-редко-металльные пегматиты, связанные с гранитоидами интрузивной формации	Магматический и аллометасоматический	Послескладчатые	IV	Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Ми+Би+Гр+Кв	10-17	60	60	2.6	20.2	65.0	12.2	III	Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Ми+Би+Гр+Кв	14-20	55	57	2.7	31.1	58.2	8.0	350	460	—	Связь с метаморфизмом не установлена			
			V	Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Ми+Би+Гр+Кв	15-22	60	71	1.6	26.0	59.2	13.2	IV	Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Пл+Би+Му+Кв, Пл+Му+Гр+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Ми+Би+Гр+Кв	17-24	59	60	3.3	35.2	55.7	5.8	350	340	—				
			VI	Олг+Ми+Би+Кв	21	61	48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	Связь с метаморфизмом не установлена
			VII	Олг+Ми+Би+Кв, Олг+Ми+Би+Кв, Аб+Му+Гр+Кв+(Ми)	6	—	86	1.1	50.7	48.2	0.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		580 300	— 200-250	
			VIII	Олг+Ми+Би+Кв, Аб+Му+Гр+Кв, Ми+Би+Гр+Кв	6	84	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			

Примечание. Химические анализы минералов опубликованы в работе автора (Гродницкий, Полли, 1975).

присутствует микроклиновый пегматит блоково-грубографической структуры с листоватым и лейстовым биотитом.

VI тип — биотит-олигоклаз-микроклиновые незональные жилы, сложенные среднезернистым пегматитом неяснографической и ортотектитовой структур с таблитчатым и мелкокристаллическим биотитом.

VII тип — мусковит-альбит-микроклиновые зональные жилы.

VIII тип — альбит-микроклиновые участково-зональные жилы с мусковитом.

Сопоставление выделенных для обоих районов типов пегматитов дано в таблице, где помимо сведений о типовых ассоциациях приводятся данные по химизму породообразующих минералов переменного состава: плагиоклаза, биотита, мусковита и граната. Состав плагиоклазов изучен иммерсионным методом (Татарский, 1965) на основе 120 определений. Характеристика химизма слюд и гранатов дается по результатам 43 оригинальных силикатных анализов (химические лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР и НИИГ при Саратовском университете; аналитики В. А. Доильникова, З. П. Помазан, Т. Н. Брагина, Г. А. Капустина, С. Н. Мишина, В. А. Жукова, А. М. Олейникова, Э. П. Маркина). Кроме того, использованы 9 анализов гранатов из слюдяных пегматитов Чупы (Шуркин и др., 1962).

В таблице указаны также значения температур образования минералов в пегматитах, определенные тремя методами: при помощи биотит-гранатового и плагиоклаз-мусковитового геотермометров (Перчук, 1967, 1968; Таланцев, 1971) и по газовой жидким включениям. Применение двуполевого термометра (Барт, 1962) представляется в данном случае сомнительным, поскольку по имеющимся многочисленным наблюдениям равновесные ассоциации микроклина и плагиоклаза в слюдяных пегматитах развиты весьма ограниченно.

Опираясь на главные классификационные признаки (типоморфные минеральные ассоциации и химизм породообразующих минералов в них),

можно утверждать, что все четыре структурно-минералогических типа пегматитов, выделенные для Чупы, имеют своих аналогов на Ене. Однако, помимо четырех коррелирующихся с Чупинским районом типов, в Енском районе развит еще один тип — мусковит-биотит-плагиоклазовое блоковое участково-зональные пегматиты (см. таблицу).

Альбитизированные мусковитсодержащие пегматиты (VI, VII и VIII типы) в карельских беломоридах развиты ограниченно. Из таблицы отчетливо видно, что пегматиты I типа Чупы и Ены хорошо сопоставляются между собой, так же как и пегматиты всех остальных «развитых» слюдяных типов в обоих районах. Эта аналогия подтверждается тождеством минеральных ассоциаций, близостью цифр основности плагиоклазов, железистости биотита и мусковита, близостью составов граната в соответствующих типах. Необходимо подчеркнуть и аналогичную направленность эволюции химизма породообразующих минералов в рядах типов пегматитов Чупы и Ены. Железистость всех темноцветных минералов, а также марганцовистость граната закономерно возрастают. Обнаруживается также тенденция к снижению основности плагиоклазов. Все эти факты приводят к выводу о том, что слюдяные пегматиты обоих районов формировались в близких физико-химических условиях, испытавших сходные по направленности изменения.

Учитывая тесную генетическую связь слюдяных пегматитов с метаморфическими породами, можно дать оценку этих условий, используя известные диаграммы составов породообразующих минералов метаморфических пород (Miyashiro, 1953; Другова, Глебовицкий, 1964; Великославинский, 1965). По большинству диаграмм (рис. 1, 2, 3) устанавливается, что фигуративные точки средних составов биотитов и гранатов из пегматитов I типа (енского и чупинского) располагаются в полях составов этих минералов из метapelитов низкотемпературной области амфиболитовой фации метаморфизма. В то же время средние составы биотитов и гранатов более «развитых» типов пегматитов (начиная со II и III типа) отвечают



составам минералов из ассоциаций эпидот-амфиболитовой фации. Этот вывод согласуется с результатами абсолютной термометрии, хотя значения палеотемператур, полученные по биотит-гранатовому термометру, оказываются существенно заниженными по сравнению с показаниями мусковит-плагиоклазового термометра и данными относительной термометрии.

Пегматиты I типа в обоих районах могут рассматриваться как продукты кристаллизации относительно обогащенного летучими остаточного гранитного расплава, имеющего анатектическое происхождение (заключительные стадии ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой фации).

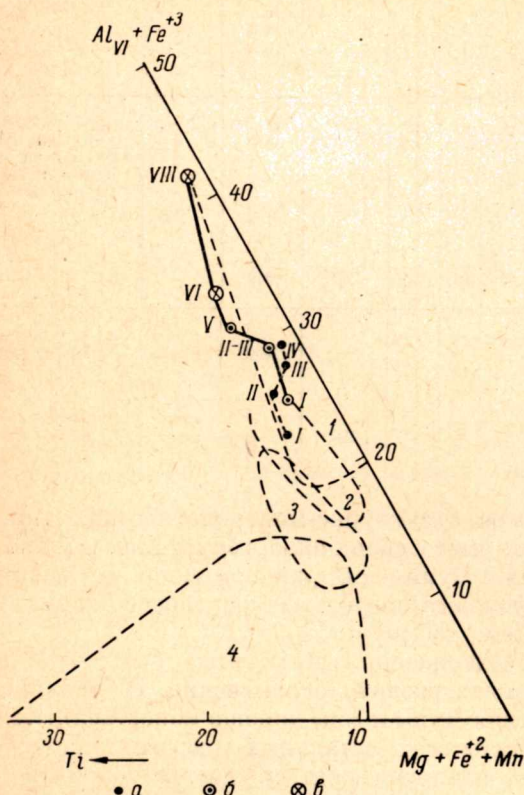


Рис. 1. Состав биотитов из пегматитов Чупы и Ены (использована диаграмма Д. А. Великославинского, 1965).

*a* — слюдяные пегматиты Чупы; *б* — слюдяные пегматиты Ены; *в* — мусковитсодержащие альбитизированные пегматиты Ены. 1 — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации; 2 — ставролит-альмандиновая и дистен-альмандиновая субфации амфиболитовой фации; 3 — силлиманит-альмандиновая субфация амфиболитовой фации; 4 — гранулитовая фация. I—VIII — типы пегматитов.

Следует отметить, что к близким выводам пришел недавно Ю. М. Соколов (1970), изучавший пегматиты Мамского района. Различие заключается в том, что в пегматитах р. Мамы, согласно Ю. М. Соколову, с регрессивным этапом метаморфизма сопоставляются ассоциации начиная с кварц-мусковитового комплекса, тогда как в пегматитах Северо-Западного Беломорья этапу диафтореза принадлежит и ряд более ранних ассоциаций (см. таблицу).

В соответствии с изложенным, а также с учетом рассмотренных возрастных соотношений различных слюдяных пегматитов региона, согласные пегматиты I типа (енского) рассматриваются как складчатые. Секущие пегматиты I типа Чупы по отношению к последним несколько

Помимо изложенных фактов на это указывают однородность состава пегматитов I типа (близость к двойной эвтектике), однородность структур и размера зерен породы, наличие во многих случаях вокруг пегматитов аплитовидных оторочек («зон закалки»), а также тесная геохимическая связь ранних ассоциаций пегматитов с метатектом вмещающих пород (Лабунцов, 1939; Родионов, 1939; Шуркин и др., 1962; Леонова, 1965; Сафронова, 1968; Никаноров, 1969). Напротив, минералы слюдяных пегматитов всех остальных типов, в которых широко развиты разнообразные процессы метасоматоза, образуются в значительной мере метасоматическим путем вследствие преобразования пегматитов I типа при воздействии на них послематематических растворов. Многие из особенностей этого этапа детально рассмотрены В. Д. Никитиным (1952, 1955 и др.). Метасоматический этап развития слюдяных пегматитов представляется возможным генетически связывать с процессом диафтореза в условиях эпидот-амфиболитовой фации.



запаздывают во времени, формируясь на завершающих этапах складкообразования. Преобразование (доразвитие) согласных и секущих пегматитов I типа и формирование на их основе всех остальных типов собственно слюдяных пегматитов протекает в обоих районах, по-видимому, одновременно, в послескладчатое время. Указанная возрастная позиция еньских согласных слюдяных пегматитов метасоматического этапа (II—V типы) подтверждается помимо вышеизложенных фактов также отсутствием в этих пегматитах явлений катаклаза и рассланцевания, характерного для пегматитов I типа Ены.

Альбитизированные мусковитсодержащие пегматиты Ены (VI—VIII типы) являются еще более молодыми образованиями, развивающимися, по-видимому, значительно позднее слюдяных пегматитов. Материнскими для этих пегматитов можно предположительно считать микроклиновые граниты среднего протерозоя. По своим геохимическим особенностям альбитизированные пегматиты представляют собой образования, переходные к редкометальным пегматитам. Исходя из сказанного представляется возможным выделить альбитизированные пегматиты за пределы формации слюдяных пегматитов и считать их представителями самостоятельной «мусковит-редкометальной» формации. К подобному выводу независимо пришли недавно М. Е. Салье и В. В. Щипцов.

Что касается возрастных соотношений трех возрастных групп пегматитов, выделенных Ю. Е. Рыцком (1962), то в целом они подтверждаются, если возраст пегматитовой жилы датировать временем образования первичного магматического пегматитового материала. При этом подходе пегматиты Чуфы и Ены не являются возрастными аналогами, а принадлежат к трем различным группам, указанным Ю. Е. Рыцком. Если же, принимая во внимание приведенные в статье данные, учитывать возможный разрыв во времени между формированием слюдяных пегматитов магматического и метасоматического этапов, то возрастные соотношения рассмотренных пегматитов представляются в том виде, как это показано в таблице.

В заключение необходимо рассмотреть одну важную закономерность размещения слюдяных пегматитов в пределах наиболее обнаженных и детально вскрытых горными выработками и скважинами пегматитоносных полос. Эта закономерность выражается определенной пространственной зональностью распределения пегматитов различных структурно-минералогических типов (от I к IV и V) и может иметь симметричный и асимметричный вид. В первом случае в центре (по оси) полосы или куста располагаются пегматиты «высших» и по периферии — «низших» типов. При асимметричной зональности поступательная смена типов происходит в направлении, поперечном простиранию жил, от одного края полосы

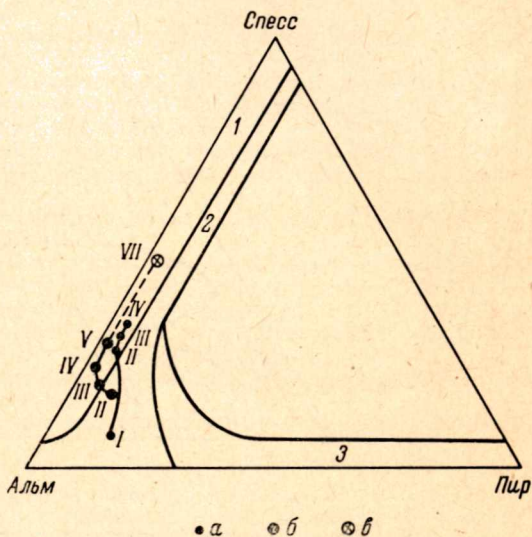


Рис. 2. Состав гранатов из пегматитов Чуфы и Ены (использована диаграмма Мияширо) (Miyashiro, 1953).

a — слюдяные пегматиты Чуфы; б — слюдяные пегматиты Ены; в — мусковитсодержащие альбитизированные пегматиты Ены. 1 — эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации; 2 — амфиболитовая фация; 3 — гранулитовая фация. I—VII — типы пегматитов.



к другому через центр. Характерно, что в обоих случаях параллельно усложнению состава и строения пегматитов происходит увеличение размеров и усложнение их морфологии, а также повышение интенсивности внутрирудных тектонических движений, в чем несомненно проявляется влияние разрывной тектоники на интенсивность и развитие в пространстве процессов метасоматического этапа.

Учитывая закономерную смену типоморфных минеральных ассоциаций поперек пегматитоносных полос и выдержанный характер зональности для разных месторождений, можно предположить, что эта зональность является отражением зональности метасоматических фаций (Кор-

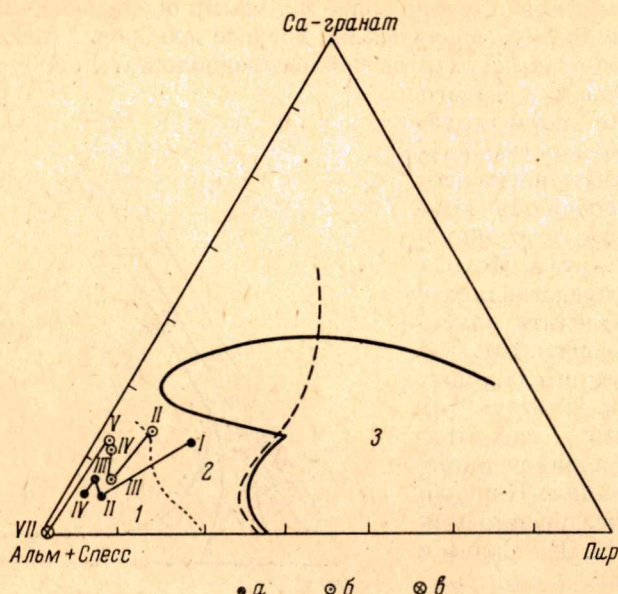


Рис. 3. Состав гранатов из пегматитов Чупы и Ены (использована диаграмма Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого, 1964).

а — слюдяные пегматиты Чупы; б — слюдяные пегматиты Ены; в — мусковитсодержащие альбитизированные пегматиты Ены. 1 — эпидот-амфиболитовая фация; 2 — амфиболитовая фация; 3 — гранулитовая фация.

жинский, 1957) пегматитов, возникшей при наложении послемагматических растворов на пегматиты I типа.

Этот вопрос требует дальнейшего изучения с применением парагенетического анализа. На основе имеющихся материалов (состав типоморфных ассоциаций, химизм породообразующих минералов и данные относительной и абсолютной термометрии) представляется, что главная причина смены метасоматических фаций (типов) пегматитов в пространстве заключается в зональном изменении температуры растворов метасоматического этапа и проходе кислотно-щелочной волны (Коржинский, 1960, 1964; Шмакин, 1964; Рябчиков, 1967).

### Литература

- Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. Чтения им. В. И. Вернадского, IV. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Великославинский Д. А. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме. — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л., «Наука», 1965.
- Горлов Н. В. Закономерности размещения архейских пегматитов в связи со структурами вмещающих пород. — ДАН СССР, 1956, т. 107, № 4.



- Горлов Н. В. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов Северо-Западного Беломорья. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. V.
- Горлов Н. В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). М.—Л., «Наука», 1967.
- Гродницкий Л. Л. Тектурно-минералогическая классификация слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1969а, вып. 4.
- Гродницкий Л. Л. О вертикальной зональности в слюдоносных пегматитах Северной Карелии. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1969б, вып. 4.
- Гродницкий Л. Л. Структурно-минералогическая классификация гранитных пегматитов Северной Карелии. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7.
- Гродницкий Л. Л., Полин А. К. Пегматиты Северной Карелии и их ореолы. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд-во, 1975.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л., «Наука», 1965.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 6, 1964.
- Лабунцов А. Н. Пегматиты Северной Карелии. В кн.: Пегматиты СССР, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Леонова В. А. Некоторые вопросы геохимии и генезиса пегматитовых жил Чупы (Северная Карелия). — Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 94, вып. 3, 1965.
- Мишарев Д. М., Амеландов А. С., Захарченко А. И., Смирнова В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитовость Северо-Западного Беломорья. — Тр. ВСЕГЕИ, 1960, нов. серия, т. 31.
- Никаноров А. С. О генезисе пегматитов беломорского метаморфического комплекса. — Тр. ВСЕГЕИ, 1969, т. 147.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. — Зап. ЛГИ, 1952, т. 27, вып. 2.
- Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. — Зап. ЛГИ, 1955, т. 30, вып. 2.
- Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр. — ДАН СССР, 1967, т. 177, № 2.
- Перчук Л. Л. Равновесие биотита с гранатом в метаморфических породах. — В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М., «Наука», 1968.
- Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. — Междунар. геол. конгресс, XVII сессия, т. II, 1939.
- Родионов Г. Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их оценка. — Тр. ВИМС, 1959, вып. 4.
- Рыцк Ю. Е. Влияние дизъюнктивных нарушений на распределение пегматитов в северо-западном Беломорье. — Тр. ВСЕГЕИ, 1962, вып. 83.
- Рябчиков И. Д. Термодинамические расчеты направленности метасоматических процессов. — Геология рудных месторождений, 1967, № 6.
- Сафронова Г. П. Минералогические и химические особенности экзоконтактовых ореолов слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — Сов. геология, 1968, № 6.
- Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. М.—Л., «Наука», 1970.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. — Тр. Лен. геол. упр., 1939, вып. 19.
- Таланцев А. С. Плагноклаз-мусковитовый геологический термометр. — ДАН СССР, 1971, т. 196, № 5.
- Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов. М., «Недра», 1965.
- Шакин Б. М. Геохимические особенности процессов формирования слюдоносных пегматитов Мамского района. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 6, 1964.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Лук В. Л., Салье М. Е. и др. Беломорский комплекс Сев. Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Miyashiro A. Calcium poor garnet in relation to metamorphism. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1953, vol. 4, № 4.



**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКЗОКОНТАКТОВЫХ ОРЕОЛОВ  
КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ  
(ПИТКЯРАНТСКОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ)**

Актуальность изучения типоморфных особенностей изменения вмещающих пород в околожильном пространстве пегматитов разных типов определяется не только теоретическими соображениями, но и практическими нуждами, поскольку экзоконтактные ореолы могут служить надежными поисковыми и оценочными критериями при поисках и предварительной оценке пегматитов.

В отличие от слюдосных пегматитов Карелии, экзоконтактные ореолы которых подвергались разностороннему изучению, воздействие на вмещающие породы керамических пегматитов Питкярантского пегматитового поля практически оставалось вне поля зрения исследователей. Чтобы в какой-то мере восполнить этот пробел, в 1972 г. было проведено изучение особенностей вмещающих пород в околожильном пространстве пегматитов Питкярантского поля. Выявленные закономерности изменения плотности и магнитной восприимчивости слюдяных и амфиболовых сланцев в зависимости от их состава и удаленности от контактов пегматитовых жил и рассматриваются в настоящей работе.

Питкярантское пегматитовое поле охватывает северное побережье и острова Ладожского озера. На этой территории известно несколько гранито-гнейсовых куполов архейского основания, реоморфизованного в более позднее время. Купола оконтурены сравнительно узкими полосами существенно амфиболовых пород (сланцев, сланцеватых амфиболитов), составляющих нижнепротерозойскую сортавальскую серию, которая перекрывается разнообразными слюдяными сланцами и кварцитами ладожской серии (Кратц, 1963). Все эти породы являются вмещающими для пегматитов, относимых, по классификации К. А. Шуркина (1958), к нескольким возрастным группам. Наибольшим распространением пользуются позднекинематические пегматиты второй постладожской возрастной группы. Они имеют и наибольшую промышленную ценность, так как образуют крупные штоки и жилы, мощность которых часто превышает 10 м, а протяженность измеряется сотнями метров. Экзоконтактные ореолы таких пегматитов и явились главным объектом изучения.

Для характеристики экзоконтактных изменений вмещающих пегматиты пород отбирались серии образцов по возможности весом 0.6—0.9 кг по линиям профилей вкрест простирания пегматитовых жил начиная от их непосредственного контакта до расстояния 10 и более метров. Для всех образцов определялись плотность методом гидростатического взвешивания на весах типа Т-5 и магнитная восприимчивость на каппаметре ИМВ-2 (измерения выполнены В. И. Мироновой и М. Н. Клабуковой).

**Экзоконтактные ореолы в биотитовых сланцах**

Биотитовые сланцы на островах Питкярантского архипелага вмещают многочисленные пегматитовые тела. Одни из них (о-ва Вихкимясаари, Нурмисаари) образуют серии протяженных жил (длиной более 300 м), осложненных раздувами (мощность  $> 5$  м) и пережимами, другие имеют более крупные размеры ( $50 \times 140$  м в плане) и сложную штокообразную форму (о-ва Путкисаари, Пюереясаари и др.). Для пегматитов в слюдяных сланцах характерен плагиомикроклиновый состав и присутствие в качестве второстепенного минерала мусковита. Исключением в этом отношении являются пегматитовые жилы, прорывающие биотитовые сланцы в районе месторождения Люпикко. Из минералов группы слюд



в них преобладает биотит. Мусковит развивается лишь в виде чешуйчатых агрегатов в сростаниях с силлиманитом. В слюдяных сланцах пегматиты образуют послойные или секущие тела с резкими контактами.

Незатронутые воздействием пегматитов биотитовые сланцы ладожской серии подробно рассматривались в ряде работ (Судовиков, 1954; Шуркин, 1958; Кратц, 1963; и др.). Главными минералами этих отчетливо сланцеватых, иногда пльчатых мелко- и среднезернистых пород являются кварц и биотит, к которым иногда прибавляется плагиоклаз, микроклин, мусковит, роговая обманка. В качестве акцессорных минералов в этих породах присутствуют гранат, сфен, циркон, апатит, турмалин, пирит, а также пирротин и магнетит.

Заметные макроскопически изменения биотитовых сланцев в экзоконтактах пегматитовых жил проявляются не повсеместно и выражаются в деформации вмещающих пород, в развитии в них мелкой пльчатости и гофрировки, обогащении мусковитом, укрупнении чешуек биотита и образовании иногда биотитового слюдита. В составе акцессорных минералов слюдита по сравнению с неизмененными сланцами возрастает содержание апатита, появляются рутил, анатаз, ильменит, монацит, ксенотим, халькопирит, спорадически встречается сфалерит.

Магнитная восприимчивость и плотность измерены для 72 образцов биотитовых сланцев, отобранных на о-вах Питкярантского архипелага и в районе месторождения Люпикко (рис. 1, таблица) на различных расстояниях от контактов пегматитовых жил (от 0 до 5 м и более). Наиболее изменчивым параметром для биотитовых сланцев является магнитная восприимчивость, по плотности они более однородны. По величине магнитной восприимчивости отчетливо выделяются две группы сланцев. Биотитовые сланцы участков Люпикко и Юляристи имеют магнитную восприимчивость в пределах  $(90-800) \cdot 10^{-6}$  СГС при среднем значении около  $450 \cdot 10^{-6}$  СГС. Величина этого параметра для сланцев с о-вов Питкярантского архипелага  $(10-120) \cdot 10^{-6}$  СГС при среднем значении  $30 \cdot 10^{-6}$  СГС. Различия, вероятно, следует связывать с более высоким содержанием в сланцах Люпикко и Юляристи рудных минералов (магнетит, пирротин). Внутри каждой из групп отчетливо прослеживается изменение магнитной восприимчивости сланцев в зависимости от расстояния до контакта с пегматитовыми жилами. На удалении до 5 м и более магнитная восприимчивость биотитовых сланцев составляет  $(15-120) \cdot 10^{-6}$  СГС, в среднем  $55 \cdot 10^{-6}$  СГС. Это значение и можно условно принять за нормальное, фоновое.

Вокруг пегматитовых жил образуется зона измененных биотитовых сланцев мощностью не менее 3.0 м, в которой магнитная восприимчивость снижена по отношению к фону более чем вдвое (среднее около  $20 \cdot 10^{-6}$  СГС). Следует отметить также и большую однородность сланцев этой зоны.

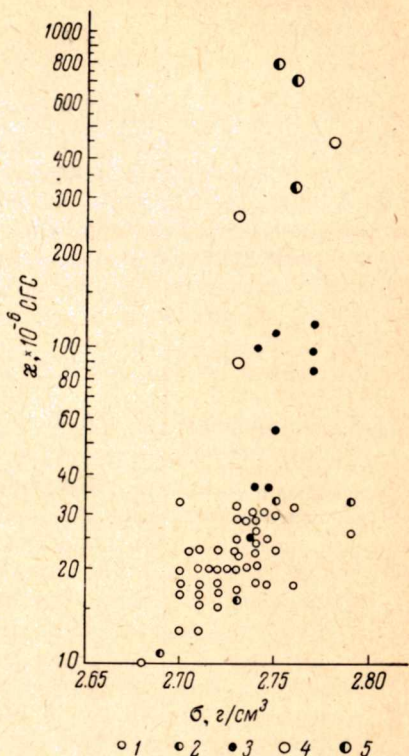


Рис. 1. Поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости биотитовых сланцев ладожской серии.

1—3 — сланцы с островов Питкярантского архипелага, расстояние от пегматитовых жил 0—1 (1), 1—3 (2), более 5 м (3); 4, 5 — сланцы с участков Люпикко и Юляристи, расстояние от пегматитовых жил 0—1 (4), 1—3 м (5).



Характеристика плотности и магнитной восприимчивости вмещающих пород Питкярантского пегматитового поля

Породы	Расстояние точек отбора образцов от контактов с пегматитовыми жилами, м	Количество образцов	Магнитная восприимчивость, $\times 10^{-6}$ СГС	Плотность $\sigma$ , г/см <sup>3</sup>
Биотитовые сланцы с о-вов Питкярантского архипелага	0—1.0	39	$\frac{22}{10-33}$	$\frac{2.73}{2.70-2.79}$
	1.0—3.0	4	$\frac{23}{11-33}$	$\frac{2.74}{2.69-2.79}$
	$\geq 5.0$	14	$\frac{55}{15-118}$	$\frac{2.74}{2.70-2.77}$
	В целом	57	$\frac{30}{10-118}$	$\frac{2.73}{2.69-2.79}$
			$\frac{240}{89-460}$	$\frac{2.75}{2.73-2.78}$
Биотитовые сланцы с участков Люпикко, Юляристи	0—1.0	3	$\frac{620}{330-810}$	$\frac{2.76}{2.75-2.76}$
	1.0—3.0	3	$\frac{446}{89-810}$	$\frac{2.75}{2.73-2.78}$
	В целом	6	$\frac{65}{31-104}$	$\frac{2.91}{2.64-3.08}$
			$\frac{75}{69-82}$	$\frac{3.02}{2.96-3.09}$
Амфиболовые сланцы с участков Линнаваара, северного побережья и о-вов Ладожского озера	0—0.1	17	$\frac{72}{31-93}$	$\frac{3.03}{2.85-3.11}$
	0.1—0.3	8	$\frac{68}{50-83}$	$\frac{3.00}{2.87-3.06}$
	0.3—2.5	15	$\frac{68}{31-103}$	$\frac{2.93}{2.64-3.11}$
	$\geq 2.5$	15		
	В целом	55		

Примечание. В числителе — средние величины, в знаменателе — пределы колебаний.

Пределы изменения магнитной восприимчивости составляют всего лишь  $(10-30) \cdot 10^{-6}$  СГС.

Аналогичные ореолы измененных относительно слабо магнитных сланцев отмечены и вокруг пегматитовых жил участков Люпикко и Юляристи. Магнитная восприимчивость биотитовых сланцев в зоне ближнего экзоконтакта (0—1 м) снижается более чем вдвое (таблица, рис. 1).

Для нескольких образцов биотитовых сланцев была измерена величина естественной остаточной намагниченности. Для образцов из зоны ближнего экзоконтакта, отобранных на расстоянии менее 3.0 м от контакта с пегматитовыми жилами, остаточная намагниченность обычно меньше, чем у образцов, отобранных на большем удалении от жил.

Плотность биотитовых сланцев варьирует от 2.69 до 2.79 г/см<sup>3</sup>. Сланцы Люпикко и Юляристи отличаются повышенной плотностью по сравнению со сланцами Питкярантского архипелага (средняя плотность соответственно 2.75 и 2.73 г/см<sup>3</sup>). В зоне ближнего экзоконтакта плотность сланцев несколько снижается, хотя относительное снижение плотности в ореоле экзоконтактового изменения биотитовых сланцев меньше, чем магнитной восприимчивости.

#### Экзоконтактовые ореолы в амфиболовых сланцах

Амфиболовые сланцы и близкие к ним сланцеватые амфиболиты являются вмещающими породами для наиболее крупных пегматитовых жил Питкярантского пегматитового поля — Серая Горка, Линнаваара,



а также жилы на западном берегу залива Мурсуланлахти и на многих островах. Это типичные представители пегматитов второй постладожской возрастной группы. В составе их широким распространением пользуются неравнозернистые, графические и графоподобные структурные разновидности пегматита. Местами обособляются участки пегматоидной и блоковой структур, имеющие существенно микроклиновый состав. Четкая выдержанная зональность для таких пегматитов не характерна.

В амфиболовых сланцах пегматиты образуют межпластовые или штокообразные тела, реже кососекающие жилы. Контакты их с вмещающими породами резкие. К. А. Шуркин (1958) отметил, что типичной особенностью таких пегматитов является отсутствие сколько-нибудь заметных экзоконтактовых изменений.

Действительно, на примере месторождения Линнавара было установлено, что в амфиболовых сланцах, представляющих собой плотную темно-серую породу, в составе которой преобладает обыкновенная роговая обманка (65—80%), в переменном количестве присутствуют плагиоклазы и кварц, а также акцессорные минералы: сфен, графит, апатит, гранат, циркон, эпидот и рудные минералы, воздействие пегматита на расстоянии около 0.7 м от жилы выражается лишь в замещении единичных зерен роговой обманки синевато-зеленым хлоритом, в развитии в некоторых зернах плагиоклаза каемок, обогащенных альбитовой составляющей, в появлении редких новообразований граната и биотита, в серицитизации плагиоклаза.

Тем не менее химические анализы показывают, что породы, подвергшиеся воздействию пегматита, в узкой (до 20 см) экзоконтактовой зоне обнаруживают по сравнению с неизмененными обогащение кремнием, калием, частично натрием и обеднение железом, магнием и кальцием. Небольшие изменения состава претерпевает и роговая обманка. В зоне экзоконтакта она обедняется магнием и становится более железистой (содержание  $MgO$  в роговой обманке, взятой из сланцев на расстоянии 20 и 0.7 м от жилы № 1 Мурсуланлахти, составляет соответственно 12.03 и 9.51%, а  $FeO$  — 14.34 и 17.16%).

Эти тонкие, улавливаемые химически, различия фиксируются менее трудоемкими петрофизическими методами по изменению плотности и магнитной восприимчивости пород. Плотность и магнитная восприимчивость измерены для 55 образцов амфиболовых сланцев и сланцеватых амфиболитов с участка Линнавара, северного побережья и островов Ладожского озера на различном удалении от контактов с пегматитовыми жилами (от 0 до 2.5 м и более). Плотность этих пород изменяется в диапазоне от 2.68 до 3.11 г/см<sup>3</sup> (рис. 2, таблица), среднее значение плотности составляет  $2.93 \pm 0.05$  г/см<sup>3</sup>, модальное — 3.02 г/см<sup>3</sup>. Значительная левая асимметрия ( $A = -6.64$ ) свидетельствует о весьма заметном проявлении процессов разуплотнения пород. Рассмотрение результатов измерений плотности по зонам, разноудаленным от контакта, приводит к следующим выводам. В наиболее удаленной от контакта зоне ( $> 2.5$  м) среднее и модальное значения плотности пород близки между собой и составляют 3.00 г/см<sup>3</sup>. Низкие значения дисперсии, асимметрии, коэффициента вариации свидетельствуют о близости полученной выборки к нормальному закону распределения, т. е. об относительной однородности пород в этой зоне. Это значение плотности и следует, вероятно, считать фоновым, нормальным для пегматитовых полей изученного типа. С приближением к контакту жил (от 0.1 м до 2.5 м) среднее значение плотности несколько увеличивается, составляя 3.02—3.03 г/см<sup>3</sup>. В зоне ближнего экзоконтакта (до 0.1 м) плотность амфиболовых сланцев сильно изменена. При модальном значении, несколько превышающем фоновое (3.02 г/см<sup>3</sup>), отмечен длинный шлейф сильно разуплотненных разностей, что приводит к снижению среднего значения плотности до 2.91 г/см<sup>3</sup>. В этой зоне ближнего экзоконтакта распределение плотности характеризуется наиболее высо-



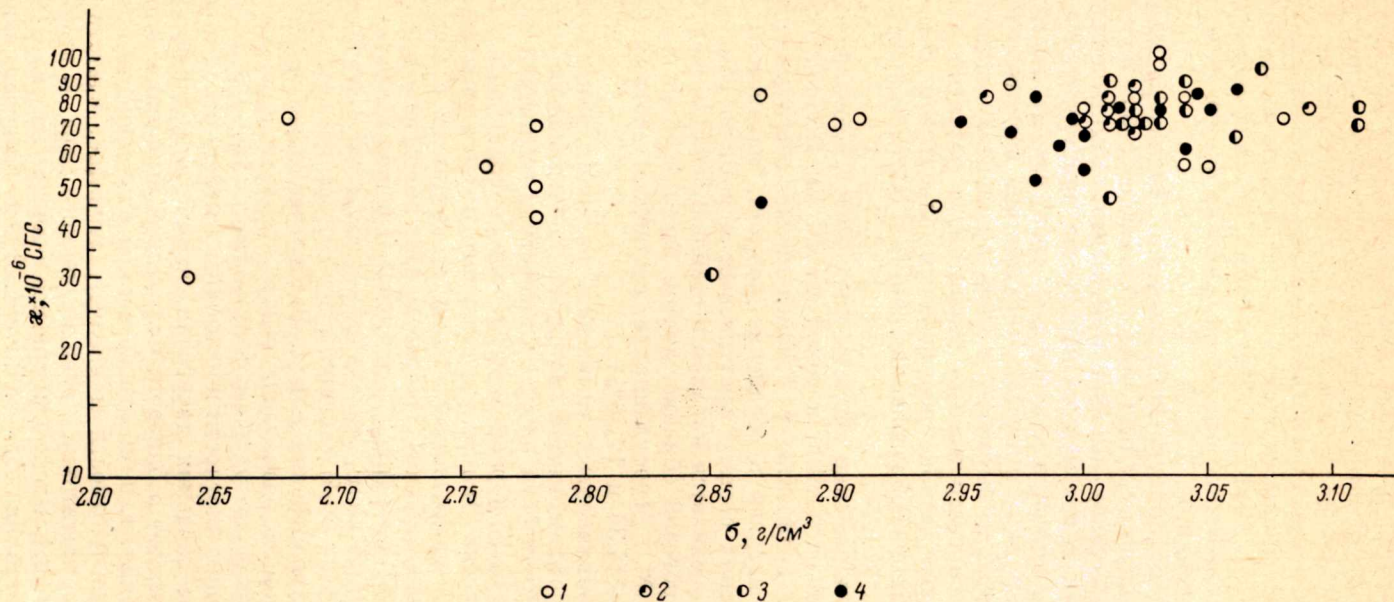


Рис. 2. Поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости амфиболовых сланцев с участков Линнавара, северного побережья и островов Ладожского озера.

1—4 — расстояние точек отбора образцов от контакта с пегматитами 0—0.1 (1), 0.1—0.3 (2), 0.3—2.5 (3) и более 2.5 м (4).



кими значениями дисперсии ( $S=0.138$ ) и коэффициента вариации ( $V=4.76$ ), что говорит о наибольшей неоднородности пород этой зоны в сравнении с более удаленными от жил.

Магнитная восприимчивость амфиболовых сланцев составляет в среднем  $68 \cdot 10^{-6}$  СГС и варьирует в пределах  $(30-100) \cdot 10^{-6}$  СГС. Отрицательная асимметрия, несовпадение среднего арифметического значения с модальным свидетельствуют о заметном проявлении процессов, приводящих к потере намагниченности. Наиболее заметно эти процессы проявлены в узкой зоне непосредственного экзоконтакта ( $0-0.1$  м).

Таким образом, первые определения плотности, магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности биотитовых и амфиболовых сланцев, вмещающих пегматиты Питкярантского поля, подтвердили существование в экзоконтактах пегматитовых тел околожильных ореолов изменения вмещающих пород, обычно не фиксируемых макроскопически. Воздействие пегматитов на породы разного состава вызывает однонаправленный характер их изменения, но имеет разные масштабы проявления процессов, приводящих к снижению магнитной восприимчивости и плотности вмещающих пород по мере приближения к контактам пегматитовых тел.

Проведенное изучение показало принципиальную возможность применения петрофизических методов для фиксации экзоконтактовых ореолов пегматитов Северного Приладожья, что позволяет рекомендовать эти методы при поисках пегматитов в рассматривавшемся районе. Задачей дальнейших исследований экзоконтактовых ореолов будет являться выявление корреляционных связей петрофизических констант с изменением минерального состава и химизма отдельных минералов вмещающих пегматиты пород.

### Литература

- Геофизические методы при поисках слюдяных месторождений. Л., «Наука», 1973.  
Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.  
Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 4.  
Шуркин К. А. Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.

М. И. Голод, Л. Л. Гродницкий, Б. Н. Клубков

### О ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПЛАГИОКЛАЗОВ ИЗ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$  — электрический параметр минерала, характеризующий его способность поляризоваться в электрическом поле. Основное влияние на величину диэлектрической проницаемости оказывает состав породы или минерала. В настоящей статье сделана попытка показать, что и минералы примерно одного состава могут обладать различной  $\epsilon$ .

В последнее время заметно усилился интерес к изучению диэлектрической проницаемости горных пород и минералов (Пархоменко, 1965; Арш и др., 1968; Семенова, 1968; Волочаев, 1971; Голод и др., 1971). Наши измерения диэлектрической проницаемости плагиоклазов проведены на пластинках толщиной от 1 до 5 мм при помощи моста емкостей  $E$  8—2. Рабочая частота 1000 гц. Расчет диэлектрической проницаемости проводился по формуле, приведенной в работе Эме (1967), с введением добавоч-



ного коэффициента  $B$  для учета дополнительной параллельной емкости на непокрытых электродами участках образца (Мейнке, Гундлах, 1960):

$$\varepsilon = \frac{kl(C_m - C_n)B}{1 + \alpha},$$

где  $\alpha = \frac{l}{\pi r} \ln\left(\frac{\pi r}{l} + 3.77 \frac{l}{\pi r}\right)$ ;  $l$  — толщина образца;  $r$  — радиус электрода;

$k = \frac{113}{Q}$  ( $Q$  — площадь электрода);  $C_m$  — измеренная емкость,  $C_n$  — сумма емкости монтажа и паразитной емкости за счет воздушного зазора. Величина  $C_n$  определялась с помощью эталона — фторопласта-4, имеющего  $\varepsilon = 2$ .

Известно, что диэлектрическая проницаемость плагиоклазов изменяется в зависимости от их состава: от 6 для альбита до 6.9 для анортита (Поваренных, 1960). По данным С. Кларка (Справочник. . ., 1969),  $\varepsilon$  плагиоклазов, измеренная на радиочастотах, колеблется от 5.45 до 7.15. С. Кларком получены средние значения для альбита 5.53, для олигоклаза 6.05.

Плагиоклазы, диэлектрическая проницаемость которых нами измерена, отбирались из пегматитовых жил одного из слюдяных месторождений Кольского полуострова. Вмещающие породы представлены были дистен-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами. По структурно-минералогическим признакам пегматитовые жилы месторождения разделены на восемь типов (Гродницкий, 1971а, 1971б). Соскладчатые пегматиты I типа являются породами магматического (ультраметаморфогенного) происхождения, пегматиты II—V типов сформировались в постскладчатое время путем последовательного метасоматического преобразования пегматитовых жил I типа. Наиболее слюдоносными являются жилы II—IV типов, пегматиты VI—VIII типов относятся к более молодым и ослюденения не несут.

Ниже приводятся результаты измерения диэлектрической проницаемости плагиоклазов из пегматитовых жил. Плагиоклаз II—VI и VIII типов жил отбирался из блокового пегматита, а I типа — из неяснографического пегматита:

Тип жил	Количество образцов	$\varepsilon_{cp}$	Дисперсия
I	1	6.6	—
II	7	7.9	1.3
III	5	9.1	3.4
IV	4	12.3	4.4
V	3	5.9	0.5
VI	2	6.6	0.2
VIII	4	5.7	0.5

Приводимые материалы свидетельствуют о том, что по величине  $\varepsilon$  плагиоклазы разделяются на две группы. В первую группу входят плагиоклазы из пегматитов I, V, VI и VIII типов,  $\varepsilon$  которых близка или совпадает по величине с приводимой в литературе. Плагиоклазы из жил I, V, VI типов представлены олигоклазом, плагиоклаз из жил VIII типа — альбитом. Во вторую группу входят плагиоклазы (олигоклазы) пегматитов II, III и IV типов,  $\varepsilon$  которых значительно выше, чем у плагиоклазов первой группы, имеющих аналогичный состав. Характерно, что пегматитовые жилы именно этих типов являются промышленно ценными на мусковит. Выделяемые группы плагиоклазов отличаются между собой не только по величине  $\varepsilon$ , но и по ее дисперсии. Плагиоклазы с малой  $\varepsilon$  характеризуются и малой дисперсией, плагиоклазы с повышенным значением  $\varepsilon$  — большей дисперсией. Таким образом, исследованные минералы второй группы электрически менее однородны, чем минералы первой группы.

Диэлектрическая проницаемость плагиоклазов из жил II и III типов часто сравнима между собой, однако явно заметно увеличение  $\varepsilon$  от II типа



жил к IV. Наиболее слюдоносные пегматитовые жилы IV типа сложены плагиоклазом с самой высокой  $\epsilon$ , полученной в процессе исследования (от 10 до 16).

Известно, что существует несколько видов поляризации диэлектриков, в том числе поляризация электронного смещения. Величина  $\epsilon$ , получаемая за счет этого вида поляризации, равна квадрату показателя преломления минерала, что для плагиоклазов составляет 2.5. Поляризация ионного смещения, которая наблюдается в ионных диэлектриках, увеличивает  $\epsilon$  плагиоклазов, видимо, до 5—6. Большое влияние на значение  $\epsilon$  горных пород и минералов должна оказывать междуслойная поляризация, которая присуща неоднородным диэлектрикам с компонентами, имеющими различную  $\epsilon$ , а также и в однородных диэлектриках, в которых свободные электрические заряды могут захватываться чужеродными ионами примесей, дислокациями и трещинами в различных частях объема диэлектрика (Богородицкий и др., 1965). По-видимому, высокие значения  $\epsilon$  плагиоклазов из пегматитовых жил II—IV типов получены вследствие междуслойной поляризации, о чем может свидетельствовать большая дисперсия  $\epsilon$  этих плагиоклазов.

Как уже отмечалось, по существующим представлениям, пегматитовые жилы I типа являются образованиями магматическими, последующие четыре типа — это те же пегматиты, прошедшие этап метасоматоза. На каждой из стадий этапа проходило преобразование материала пегматитовых жил, которое в получило свое отражение в различии  $\epsilon$  плагиоклаза.

Таким образом, существует связь  $\epsilon$  плагиоклазов из пегматитов Кольского полуострова с типом жил и как следствие этого с их слюдоносностью. Необходимо дальнейшее продолжение работ по измерению  $\epsilon$  плагиоклазов различных типов пегматитовых жил с целью проверки сделанных авторами выводов на большем фактическом материале.

### Литература

- Арш Э. И., Красин Л. А., Эрперт А. М. Измерение диэлектрических свойств горных пород с помощью накладного конденсатора. — Геология и геофизика, 1968, № 4.
- Богородицкий Н. П., Волокобинский Ю. М., Воробьев А. А., Тареев Б. М. Теория диэлектриков. М.—Л., «Энергия», 1965.
- Волочаев В. Я. Определение относительного возраста пород по значениям диэлектрической проницаемости полевых шпатов. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7.
- Голод М. И., Наливкин А. Б., Вохменцев А. Я. Материалы к изучению удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости горных пород и минералов слюдяных месторождений Карелии. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7.
- Гродницкий Л. Л. Структурно-минералогическая классификация пегматитов Северной Карелии. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971а, вып. 7.
- Гродницкий Л. Л. Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика слюдяных пегматитов Чуфы и Ены. — Тезисы докладов геологической межобластной конференции по проблеме «Геология и полезные ископаемые Карелии». Петрозаводск, 1971б.
- Мейнке Х., Гундлах Ф. Радиотехнический справочник. М.—Л., Госэнергиздат, 1960.
- Пархоменко Э. И. Электрические свойства горных пород. М., «Наука», 1965.
- Поваренных А. С. О диэлектрической проницаемости минералов. — Тр. Криворожск. горноруд. инст., 1960, вып. 8.
- Семенова С. Г. Электрические свойства изверженных и метаморфических пород в электромагнитном поле радиочастотного диапазона. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1968, № 6.
- Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.
- Эме Ф. Диэлектрические измерения. М., «Химия», 1967.



А. Я. Вохменцев, А. Б. Наливкин,  
М. Н. Остроумов, Н. И. Холодок

## О СТРУКТУРНОМ СОСТОЯНИИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ В СВЯЗИ С ПРОЦЕССОМ МУСКОВИТООБРАЗОВАНИЯ В ПЕГМАТИТАХ

Изучение взаимоотношения мусковит—полевые шпаты в гранитных пегматитах важно для выяснения их генезиса. По этому вопросу в настоящее время нет единого мнения. Если для одной из генераций промышленного мусковита — мусковита кварц-мусковитового комплекса — считается общепринятым вторичное происхождение за счет гидролиза полевых шпатов, то для другой его генерации — пегматоидного мусковита — вопрос о природе остается спорным.

Согласно одним представлениям, крупнокристаллический мусковит является первичным и образовывался в позднюю стадию эволюции пегматитового расплава за счет гидролиза полевошпатовой молекулы (Ферсман, 1960). Сторонники второй гипотезы считают мусковит образовавшимся при метасоматическом замещении других главных минералов пегматитов, прежде всего полевых шпатов (Никитин, 1968). Естественно ожидать, что оставшиеся от замещения мусковитом полевые шпаты должны обладать определенным комплексом признаков, которые могут иметь поисковое значение. Из таких признаков больше всего изучаются геохимические ореолы мусковитообразования. В последнее время они стали дополняться ореолами декрепитометрической активности и др. В настоящей статье мы стремимся привлечь внимание исследователей к еще одному возможному явлению при мусковитообразовании в пегматитах — изменению структурного состояния или триклинности полевых шпатов. На примере калишпатов рассмотрим связь их триклинности как меры упорядоченности с основными физико-химическими параметрами минералообразования.

Высокие температуры способствуют кристаллизации неупорядоченных моноклинных разностей калишпата (санидина или ортоклаза), при низких температурах образуются наиболее упорядоченные триклинные модификации — микроклины. Скорость понижения температуры и триклинность связаны обратной зависимостью. Давление оказывает противоположное по сравнению с температурой воздействие на степень триклинности. Натрий, рубидий (Гордиенко, Каменцев, 1967) и барий (Макагон, Шмакин, 1971), а также окисное железо (Кумбс, 1956), входя в структурные позиции полевого шпата, оказывают тормозящее действие на процесс упорядочения и триклинизации. Вода и, вероятно, некоторые другие летучие компоненты, напротив, играют роль катализатора (Wyart, Sabatier, 1960, 1961), ускоряя в одних случаях процесс упорядочения и триклинизации, в других — разупорядочение и детриклинизацию.

Влияние всех отмеченных факторов проявляется не только при первичной кристаллизации из расплавов или растворов, но и при перекристаллизации и метасоматическом способе образования калишпата. Весьма важной является также способность этого минерала при изменении условий среды претерпевать некоторые структурные преобразования в твердом состоянии.<sup>1</sup>

С учетом этих особенностей представим схему структурной эволюции полевых шпатов в слюдяных пегматитах. Начало кристаллизации полевых шпатов относится к магматическому этапу,<sup>2</sup> в последующий постмагматический этап происходит перекристаллизация и затем метасоматическое преобразование их. Магматический калишпат входит в состав гранитов

<sup>1</sup> Наряду с указанными условиями среды, вероятно, необходим учет фактора времени для всех стадий генезиса минерала.

<sup>2</sup> Согласно представлениям А. Б. Наливкина, пегматиты — это измененные вмещающие породы, а следовательно, и начало кристаллизации полевых шпатов не связано с магматическим этапом.



и аплитов — исходных для пегматитов пород, а последующие генерации калишпатов, образующиеся при перекристаллизации, участвуют в сложении пегматитовых пород графической, затем апографической (сегрегационной) и, наконец, пегматоидной или блоковой структур. Поскольку оба процесса — кристаллизация и перекристаллизация — протекают при последовательном снижении температуры и усилении роли летучих, то очевидно, что более поздние по времени образования индивиды калишпатов должны характеризоваться соответственно большей степенью упорядоченности и триklinности. Это представление вполне подтверждается наблюдениями эволюции полевых шпатов в слюдяных и керамических пегматитах (Руденко, 1952; Шмакин и Афолина, 1967; Гродницкий, 1971; Макагон и Шмакин, 1971; наши наблюдения). Б. М. Шмакин и Г. Г. Афолина (1967) показали определенную последовательность в изменении триklinности калишпатов в пегматитах Мамско-Чуйского района:

	$\Delta p$
Гранитовидные пегматиты . . .	0.0—0.03
Блоково-графические . . . . .	0.4—0.5
Апографические сращения с кварцем . . . . .	0.6—0.8
Кристаллы около кварцевых «ядер» . . . . .	0.8—1.0

Для пегматитов Северной Карелии намечается более узкий диапазон значений триklinности калишпатов (от 0.7 до 1.0).

Интересно отметить, что совершенно то же направление структурного изменения (упорядочение и триklinизация) характерно и для онтогенеза отдельных индивидов калишпатов из тех же пегматитов. Отличие проявляется только в меньшем масштабе процесса. Так, по нашим наблюдениям, степень рентгеновской триklinности в некоторых индивидах калишпатов из блоковой или графической зон изменяется от  $< 0.5$  до 1.0 в пегматитах Мамско-Чуйского района и от 0.7 до 1.0 в пегматитах Северной Карелии; при этом всегда можно заметить связь триklinизации с явлением сегрегации пертитов и кварцевых вrostков, а также с изменением первичной окраски во вторичную. Такое совпадение направленности процесса эволюции калишпатов в пределах одного индивида и целого пегматитового тела служит, по нашему мнению, проявлением известного геогенетического закона (Рундквист, 1965). В связи с этим есть основание считать, что такое же направление структурного изменения характерно для калишпата как минерального вида в масштабе земной коры (и геологического времени).

В отличие от двух первых стадий пегматитового процесса, на которых калишпаты изменяются лишь в некоторых ограниченных пределах вариации структурных типов и состава, на стадии метасоматоза (при образовании мусковита) создаются условия, при которых калишпаты либо переходят в раствор, т. е. по существу подвергаются наиболее глубокому структурному разупорядочению, либо, минуя растворение, в твердом состоянии испытывают радикальное преобразование с изменением состава и структуры.<sup>3</sup> Принимая во внимание экзотермический характер реакции (Боголепов, 1970 и др.) и активное участие летучих компонентов, можно предположить, что замещение мусковитом должно сопровождаться некоторым ореолом структурного разупорядочения индивидов калишпата, уцелевших от замещения. Подтверждением нашего предположения могут быть следующие данные. Виарт и Сабатье (Wyart, Sabatier, 1960, 1961) и Меригокс (Merigoux, 1967, 1968a, 1968b) в экспериментах по отжигу и гидротермальной обработке показали, что при температурах 400—600°, давлении 560—800 бар и участии воды стабильными формами являются неупорядоченные модификации полевых шпатов и что при замещении упо-

<sup>3</sup> Структура минерала-метасомы (мусковита) более симметрична.



рядоченных фаз неупорядоченными значительная роль принадлежит процессу диффузионного перемещения катионов и анионов в твердом состоянии. При «сухом» отжиге, т. е. при отсутствии летучих, разупорядочение достаточно эффективно происходит только при высоких температурах (порядка 1000°) и длительном времени (до 100 час.).

В природных условиях явление отжига с переходом микроклина в ортоклаз и частичной гомогенизацией пертитового компонента отмечалось как одна из форм контактового метаморфизма (Hart, 1964; Steiger, Hart, 1967). При этом путем расчета теплового баланса было установлено, что изменение микроклина в ортоклазе могло иметь место при температуре 400°. Некоторые признаки разупорядочения полевых шпатов (исчезновение микроклиновой двойниковой решетки, а также, вероятно, нахождение ортоклаза в непосредственной близости, а микроклина на некотором удалении от грейзеновых прожилков) отмечены В. Ф. Барабановым (1958) на месторождении вольфрамита в Восточном Забайкалье. Авторам замечено, что по мере усиления грейзенизации породы в калишпате появляется и затем постепенно усиливается содержание мельчайших газоводных включений. Ким (Kim, 1964), а также В. Л. Русинов (1970) описали аналогичный процесс для пропилитов. Согласно Киму, во время формирования и слабого изменения пропилитов происходили процессы разупорядочения структуры плагиоклазов, тогда как при изменении пропилитов под действием рудообразующих растворов в более позднюю стадию превращения плагиоклазов несомненно приводило к возникновению упорядоченной фазы. По В. Л. Русинову, разупорядочение полевых шпатов в твердом состоянии с образованием «высокого» альбита и адуляра является необходимой ступенью замещения плагиоклазов в пропилитах.

Таким образом, приведенные выше соображения и эксперименты показывают возможность (вероятность) проявления в природе процесса разупорядочения полевых шпатов, а геологические наблюдения ряда исследователей свидетельствуют о реальности такого процесса в определенных условиях. Для нас представляется важным то обстоятельство, что разупорядочение и детриклинизация полевых шпатов в пегматитовых жилах могут явиться следствием наложенного мусковитообразования. Этим можно объяснить пониженные значения рентгеновской триклинности  $\Delta\alpha$  калишпатов пегматитов Мамско-Чуйского района в зонах апографической структуры с кварц-мусковитовым замещением (Макагон, Шмакин, 1970):

Зона мелкозернистой структуры, 5 обр. . . . .	$\frac{0.65-0.95}{0.83}$
Зона графической структуры, 13 обр. . . . .	$\frac{0.54-0.95}{0.81}$
Зона апографической структуры с проявлением кварц-мусковитового замещения, 11 обр. . . . .	$\frac{0.47-0.98}{0.79}$
Пегматоидная зона, 15 обр. . . . .	$\frac{0.77-1.00}{0.93}$

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — средние значения.

Приведенные данные согласуются и с нашими наблюдениями для пегматитов Северной Карелии (Вохменцев, 1970): большому слюдонасыщению пегматитов в целом отвечают меньшие значения рентгеновской триклинности калишпатов блоковой зоны (см. таблицу). Вместе с тем изучение электросопротивления (Голод и др., 1971), декрепитации (Полин, 1971) и окраски калишпатов (Вохменцев, 1970) из тех же пегматитовых жил свидетельствует о прямой зависимости гидратации калишпатов от степени слюдонасыщения пегматитов. Следовательно, гидратацию можно рассматривать как необходимое условие для разупорядочения структуры калишпатов и вместе с тем как следствие наложенного мусковитообразования.



## Рентгеновская триклинность калишпатов пегматитов Северной Карелии

Номера	Тип пегматитов	$\Delta\rho$
ЛГ-1	Мусковита более 100 кг/м <sup>3</sup>	0.75—0.87
ЛГ-3		0.89
M-17		0.75—0.80 0.89—0.92—1.00 0.90 0.87 0.87—0.93
M-154		0.73—1.00 0.75—0.87 1.00
M-51		0.82—0.87—0.90 0.87—1.00
	Богатые мусковитом	0.87 1.00 0.87 0.88—1.00
M-4		0.87 0.87—1.00 0.95—1.00
M-15		0.75—0.87—1.00
M-11-39	Мусковита $\approx 15$ кг/м <sup>3</sup>	0.75—0.87—1.00 0.75 0.87 1.00 0.87 0.96—1.00 1.00
M-183		0.87—1.00 1.00 0.87—0.94
M-185		0.89
M-138	Непромышленные (мусковит-керамические)	0.75—0.87—0.90 0.87—1.00 0.87—0.94 0.90—1.00
M-23		0.85
8M	Комплексные	1.00 0.84
X-12	Комплексные (керамическо-мусковитовые)	0.75 0.87—0.92 1.00 0.87 0.91—1.00 1.00 0.97—1.00
X-99		0.87—1.00 0.90 0.90—1.00 0.90 0.95 0.85—0.92



Номера	Тип пегматитов	$\Delta p$
X-128	Комплексные (слюдяно-керамические)	1.00 0.91 1.00
X-5		0.87—1.00 0.87—1.00 0.75—1.00 0.87—1.00
Б. Чкалов		0.94—1.00
П. Н. — 5		0.80—1.00 0.85
Б. Будаиха	Керамические	0.96 0.92
Колыбаевский бор — 23		0.87—1.00

Примечание. Пределы колебаний  $\Delta p$  в каждой жиле даны для одного образца.

В заключение можно отметить, что разупорядочение полевых шпатов в пегматитах в связи с мусковитообразованием требует специального дальнейшего изучения. Необходимо установить масштаб этого процесса, форму и степень его проявления на полевых шпатах разного состава, связь его с более поздними процессами замещения и др. Несомненно также и то, что детальное изучение структурного состояния полевых шпатов поможет глубже понять сложную эволюцию этой группы минералов в пегматитах.

### Литература

- Барбанов В. Ф. К вопросу о поведении полевых шпатов при грейзенизации. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1958, ч. 87, вып. 4.
- Боголепов В. Г. Вопросы методики исследований и классификации продуктов околорудных изменений. — В кн.: Проблемы метасоматизма, М., «Недра», 1970.
- Вохменцев А. Я. Окраска калиевого полевого шпата в связи с его конституцией и генезисом в пегматитах Чупинского района (Северная Карелия). — Автореф. дис. Л., 1970.
- Голод М. И., Наливкин А. Б., Вохменцев А. Я. Материалы к изучению удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости горных пород и минералов слюдяных месторождений Карелии. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7.
- Гордиенко В. В., Каменцев И. Е. О природе примеси рубидия в калиевом полевоом шпате. — Геохимия, 1967, № 4.
- Гродницкий Л. Л. Структурно-минералогическая классификация гранитных пегматитов Северной Карелии. — Автореф. дисс. Л., 1971.
- Сотников В. И., Дударев А. Н. К динамике тепловых полей в зонах метасоматоза. — В кн.: Проблемы метасоматизма, М., «Недра», 1970.
- Кумбс Д. С. Железистый ортоклаз с Мадагаскара. — В кн.: Полевые шпаты, т. 2. М., ИЛ, 1956.
- Макагон В. М., Шмакин Б. М. Триклинность калиевых полевых шпатов из мусковитовых пегматитов и содержание в них бария. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1971, ч. 100, вып. 4.
- Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., «Недра», 1968.
- Полин А. К. Ореолы увеличения декрепитационной активности кварца, полевошпатовой и кварцево-полевошпатовой фракций гнейсов как поисковый признак слюдоносных пегматитов. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7.



- Руденко С. А. Полевые шпаты керамических пегматитов Южной Карелии. — Зап. ЛГИ, 1952, т. 27, вып. 2.
- Рундквист Д. В. Об одной общей закономерности геологического развития. — В кн.: Материалы к совещанию «Общие закономерности геологических явлений», вып. 1. Л., 1965.
- Русинов В. Л. Некоторые особенности пропилитов субвулканической и приповерхностной фаций глубинности. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970.
- Шмакин Б. М., Афонина Г. Г. О методике рентгеновского определения триклинности калиевых полевых шпатов для решения вопросов генезиса горных пород. — ДАН СССР, 1967, т. 173, № 2.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Избранные труды, т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Kim C. W. On some behaviour of plagioclase feldspars during the formation and hydrothermal alteration of propylites. — J. Geol. Soc. Japan, 1964, vol. 70.
- Merigous H. Etude des reactions d'echange dans les feldspaths alcalins. — C. R. Acad. Sci., 1967, D. 264, № 26, 2965—2967.
- Merigous H. Etude de la mobilite de l'oxygene dans les feldspaths alacins. — Rapp. CEA, 1968a, № 3397.
- Merigous H. Etude de la mobilite de l'oxygene dans les feldsparths alcalins. — Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr., 1968b, 91, № 51—64.
- Wuart J., Sabbatier G. Sur la mobilite des ions Si et Al dans les feldsparh en presens d'eau. — Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr., 1960, 83, № 4—6.
- Wuart J., Sabatier G. Echange des atoms dans les feldsparth. Action de l'eau. — Cursillos y conf. Inst. investig., Lucas Mallada, 1961, № 8, Discuss., 26.

Н. М. Бугров, А. Б. Наливкин,  
Г. П. Сафронова, Н. И. Холодок

#### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА МИКРОКЛИНОВ ИЗ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ СЕВЕРНОГО БЕЛОМОРЬЯ

В последнее время многие исследователи уделяют большое внимание изучению изотопного состава свинца в полевых шпатах (Тугаринов и др., 1963; Браун, 1969; Доу и др., 1969; Доу, Харт, 1969; Катазаренко, Гаст, 1969; Мердан, Паттерсон, 1969, и др.). По мнению большинства указанных авторов, изучение изотопного состава свинца в полевых шпатах, главным образом в калиевых, имеет большое геологическое значение. Подобно галенитам полевые шпаты содержат информацию об эволюции изотопного состава свинца земной коры, в частности о первичном свинце, находившемся в породе в момент ее образования.

Интересным объектом для изучения изотопного состава свинца калиевых полевых шпатов служат пегматиты Северного Беломорья, являющиеся важным источником высококачественного мусковита и полевошпатового сырья. Эти пегматиты привлекают внимание исследователей различных геологических направлений — геологов, минералогов, петрологов, геохимиков, геохронологов и др. В Северном Беломорье развиты породы беломорского комплекса верхнего архея—протерозоя, представленные гнейсами, мигматитами, а также ультраосновными, основными и кислыми магматогенными образованиями.

Геология беломорского комплекса подробно рассмотрена в ряде работ (Тимофеев, 1935; Неуструев, 1938; Полканов, 1939; Судовников, 1939; Горлов, 1956, 1960, 1967; Харитонов, 1958; Мишарев и др., 1960; Полканов, Герлинг, 1961; Полканов и др., 1964; Шуркин и др., 1962; Герлинг и др., 1965, 1966; Володичев, 1968; Лутковская, Коншин, 1968; Салоп, 1968; Богданов, 1971; Гилярова, 1971; Стенарь, 1973).

Существует несколько классификаций пегматитов Северного Беломорья. В данной работе авторы вслед за П. А. Борисовым (1954) делят все жилы по их промышленной ценности на три типа: керамические, комплексные и слюдоносные.



К керамическим относятся существенно микроклиновые пегматиты с содержанием мусковита менее  $10 \text{ кг/м}^3$ , к комплексным — пегматитовые тела, разрабатывающиеся как источник керамического сырья и мусковита (слюдонасыщение  $10\text{—}25 \text{ кг/м}^3$ ), а к слюдоносным — все жилы с содержанием мусковита более  $25 \text{ кг/м}^3$ .

Пегматиты рассматриваемых типов, обладая рядом общих черт внутреннего строения и минерального состава, имеют характерные, присущие каждой группе особенности. Геологическое положение и минералогия пегматитов описаны в работах Н. Г. Бунтина (1937), А. Н. Лабунцова (1939), А. В. Скропышева (1953), П. А. Борисова (1954, 1956), К. А. Шуркина и др. (1962), П. П. Боровикова (1965), Л. Л. Гродницкого (1971) и др. Геохимические особенности пегматитов района освещены в работах Ю. П. Смирнова (1963), Л. Н. Рудовской (1964), Г. П. Сафроновой (1966), В. А. Леоновой (1965), П. П. Боровикова и Т. С. Игнатьевой (1969), Г. М. Арутюнова и др. (1971) и ряде других работ.

Авторами данной статьи изучено 76 образцов блокового микроклина из 32 пегматитовых жил Северного Беломорья. Распределение проб по типам показано в табл. 1. Содержание свинца, урана и тория определено рентгеновским флюоресцентным спектральным методом на установке ФРС-2. Содержание тория во всех изученных пробах в пределах чувствительности метода ( $5 \text{ мкг/г}$ ). В пробах с содержанием урана ниже  $5 \text{ мкг/г}$  этот элемент определялся люминесцентным методом. Оптико-спектральным методом по сверхтонкой и изотопической структуре (с. т. с.) спектральных линий на установке УИСА-64М для всех проб определен изотопный состав свинца. Среднеквадратические ошибки отдельного определения изотопного состава свинца для отдельных изотопов составляют:  $\sigma_{204} = \pm 0.025 Q_{204}$ ,  $\sigma_{206} = \pm 0.01 Q_{206}$ ,  $\sigma_{207} = \pm 0.015 Q_{207}$ ,  $\sigma_{208} = \pm 0.008 Q_{208}$ ;  $Q_{204}$ ,  $Q_{206}$ ,  $Q_{207}$  и  $Q_{208}$  — содержания соответствующего изотопа в пробе.

Таблица 1

Распределение элементов-примесей в микроклинах из пегматитовых жил Северного Беломорья

Тип пегматита	Количество		Содержание, мкг/г		Pb/U (среднее)
	жил	проб	свинец	уран	
Керамические	8	14	$\frac{36\text{—}118}{73}$	$\frac{0.4\text{—}6}{2.2}$	33
Комплексные	11	36	$\frac{44\text{—}131}{101}$	$\frac{0.4\text{—}25}{3.9}$	26
Слюдонасные	13	26	$\frac{83\text{—}260}{144}$	$\frac{0.2\text{—}9.0}{2.0}$	72

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — средние содержания.

Микроклины изученных типов пегматитов по содержанию свинца и урана характеризуются рядом специфических особенностей. Для микроклинов керамических пегматитов характерны пониженные содержания свинца. Микроклины слюдоносных пегматитов обогащены свинцом (табл. 1). Свинцово-урановое отношение в микроклинах слюдоносных пегматитов более чем в два раза превышает эту величину для керамических пегматитов. Микроклины из комплексных пегматитов по содержанию свинца занимают промежуточное положение. Наиболее ураноносными оказываются микроклины комплексных пегматитов, тогда как микроклины керамических и слюдоносных пегматитов мало отличаются в этом отношении.



Таблица 2

Радиохимическая характеристика и изотопный состав свинца блоковых микроклинов из керамических пегматитовых жил Северного Беломорья

Место отбора	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %			
	свинец	уран	204	206	207	208
Месторождение 1	57	0.4	1.57	22.4	24.1	52.0
	83	1.0	1.41	24.8	22.1	51.7
	77	6.0	1.43	25.1	22.5	50.9
	82	0.4	1.40	25.1	22.0	51.3
Месторождение 2	37	1.0	1.54	22.4	23.6	52.2
	43	0.8	1.57	24.0	24.2	50.2
	36	0.6	1.42	24.5	22.3	51.7
	39	0.4	1.31	24.9	22.0	51.8
Месторождение 3	55	0.8	1.49	23.9	23.2	51.3
Месторождение 4	110	5.0	1.44	24.2	22.5	51.6
Месторождение 5	97	3.0	1.54	24.6	23.9	49.9
	97	3.0	1.48	25.0	23.1	50.4
Месторождение 6	89	5.0	1.46	26.1	21.0	49.5
	118	3.0	1.38	27.3	22.0	49.4
Среднее . . . . .	73	2.2	1.46	24.59	22.75	50.99
Стандартное отклонение	—	—	0.07	1.22	0.92	0.91

Таблица 3

Радиохимическая характеристика и изотопный состав свинца микроклинов из комплексных пегматитовых жил Северного Беломорья

Место отбора	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %			
	свинец	уран	204	206	207	208
Месторождение 1	100	0.4	1.47	23.1	22.8	52.5
	130	0.6	1.41	23.2	22.0	53.3
	120	0.4	1.49	23.3	23.1	52.1
	125	0.4	1.53	23.4	23.6	51.4
	95	1.2	1.44	23.1	22.4	53.0
	79	1.0	1.52	23.2	23.5	51.8
	100	7.0	1.54	23.5	23.8	51.3
	100	3.0	1.50	23.6	23.3	51.6
	125	1.4	1.42	24.5	22.3	51.7
	85	0.7	1.55	24.8	24.1	49.6
	110	0.7	1.48	25.0	23.1	50.4
	120	0.7	1.50	25.0	23.4	50.2
	110	1.7	1.48	23.2	22.9	52.4
	94	6.8	1.48	23.3	22.9	52.2
	84	6.0	1.43	23.5	22.3	52.6
	105	7.0	1.51	23.5	23.3	51.7
	110	2.9	1.46	24.5	22.8	51.2
	97	5.0	1.55	23.2	23.9	51.4
	95	3.0	1.46	23.5	22.7	52.3
	110	0.6	1.45	24.6	22.7	51.2
	99	3.0	1.48	23.8	23.0	51.6
	110	7.0	1.37	24.6	21.6	52.2
	110	25.0	1.46	25.1	22.8	50.4
	56	13.0	1.41	27.2	22.4	48.9
	120	17.0	1.44	24.7	22.6	51.2
	88	2.0	1.49	24.8	23.3	50.4
	116	0.4	1.47	25.2	23.0	50.3
	110	1.1	1.40	26.4	22.2	50.1
	54	9.0	1.27	27.2	19.8	51.6



Таблица 3 (продолжение)

Место отбора	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %			
	свинец	уран	204	206	207	208
Месторождение 1	110	1.6	1.49	23.5	23.1	51.9
	131	3.0	1.40	25.4	22.0	51.0
	128	3.0	1.49	25.5	23.3	49.8
	128	3.0	1.44	25.7	22.7	50.2
Месторождение 2	51	4.0	1.50	23.7	23.3	51.4
Месторождение 3	113	0.4	1.34	25.0	21.2	52.5
Месторождение 4	44	0.8	1.50	24.3	23.3	50.9
Среднее . . . . .	101	3.9	1.46	24.4	22.8	51.3
Стандартное отклонение	—	—	0.06	1.1	0.79	0.99

Таблица 4

Радиохимическая характеристика и изотопный состав свинца микроклинов из слюдоносных пегматитов Северного Беломорья

Место отбора	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %			
	свинец	уран	204	206	207	208
Месторождение 1	95	0.6	1.52	22.7	23.4	52.4
	145	0.7	1.53	23.0	23.6	51.9
	130	9.0	1.52	22.8	23.4	52.3
	130	0.3	1.45	22.8	22.5	53.2
	260	1.0	1.52	22.9	23.4	52.1
	140	0.7	1.51	22.9	23.3	52.3
	215	0.4	1.55	23.0	23.9	51.6
	130	1.2	1.47	23.2	22.8	52.8
	140	1.0	1.52	23.2	23.5	51.8
	224	1.1	1.46	24.7	22.8	51.1
	150	8.0	1.56	23.0	24.0	51.4
	190	0.5	1.54	23.4	23.7	51.4
	97	6.0	1.45	23.5	22.6	52.4
	83	0.4	1.42	23.1	22.1	53.2
	115	8.5	1.59	23.3	24.4	50.8
	158	3.0	1.45	24.9	22.7	50.8
	110	0.8	1.56	23.4	24.0	51.1
	130	0.8	1.41	24.0	22.0	52.8
	140	0.8	1.48	23.4	23.0	52.1
	135	0.3	1.49	23.5	23.1	51.9
	140	0.6	1.52	23.7	23.6	51.3
	180	0.6	1.42	24.5	22.2	51.8
	120	0.2	1.52	23.8	23.6	51.0
	110	0.8	1.47	23.9	22.9	51.7
	200	5.0	1.57	24.0	24.2	50.3
Месторождение 2	85	1.1	1.47	23.5	22.9	52.1
Среднее . . . . .	144	2.0	1.50	23.46	23.21	51.83
Стандартное отклонение	—	—	0.04	0.58	0.63	0.72



Таблица 5

Изотопный состав свинца микроклинов из пегматитовых жил Северного Беломорья

Тип пегматита	Изотопный состав свинца, ‰			
	204	206	207	208
Керамический	1.31—1.57	22.4—27.3	19.8—21.0	49.4—52.2
	1.46	24.54	22.75	50.95
	(0.03)	(0.24)	(0.34)	(0.41)
Комплексный	1.27—1.55	23.1—27.2	19.8—24.1	48.9—53.3
	1.46	24.36	22.79	51.34
	(0.03)	(0.24)	(0.34)	(0.41)
Слюдоносный	1.41—1.59	22.7—24.7	22.0—24.4	50.3—53.2
	1.50	23.46	23.21	51.83
	(0.04)	(0.23)	(0.35)	(0.42)

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — средние значения. Цифры в скобках — среднеквадратичная ошибка единичного измерения.

В табл. 2—4 приведены сведения о содержании урана, а также свинца и его изотопном составе в микроклинах из пегматитов различного типа. В табл. 5 суммированы данные по вариации изотопного состава свинца. В целом наблюдается закономерное увеличение содержания свинца от керамических пегматитов к слюдоносным. Свинцово-урановое отношение в керамических пегматитах — 33, комплексных — 26 и в слюдоносных — 72. Очевидно, это обстоятельство должно найти свое отражение в изотопном составе свинца микроклинов (табл. 5). Действительно, в микроклинах керамических пегматитов закономерно уменьшается содержание  $Pb_{207}$  и  $Pb_{208}$ . Содержание  $Pb_{204}$  в микроклинах различных типов пегматитов примерно одинаковое (несколько больше в микроклинах слюдоносных пегматитов). Для  $Pb_{206}$  отмечается, наоборот, закономерное увеличение его количества в микроклинах при переходе от слюдоносных пегматитов к керамическим. Таким образом, микроклины керамических пегматитов характеризуются наибольшим содержанием  $Pb_{206}$  и наименьшим  $Pb_{207}$  и  $Pb_{208}$ . Интересно, что, судя по приведенным данным, увеличение количества свинца в микроклинах слюдоносных пегматитов связано главным образом с увеличением в последних  $Pb_{207}$  и  $Pb_{208}$ , т. е. свинца актиниевоториевого ряда. Это должно учитываться при определении абсолютного возраста микроклина различных типов пегматитов. Следовательно, за основу определения абсолютного возраста микроклинов может быть взят только  $Pb_{206}$ , так как керамические пегматиты отличаются от слюдоносных пегматитов большим развитием ранних этапов развития пегматитового процесса. Главным принципиальным отличием керамических пегматитов от слюдоносных, например, является незначительное развитие в них относительно позднего процесса образования мусковита. По-видимому, именно в этот этап происходило обогащение микроклина изотопами  $Pb_{207}$  и  $Pb_{208}$ . Определяя абсолютный возраст микроклинов свинцово-изохронным методом, для керамических пегматитов получаем колебание возраста от 1850 до 2900 млн лет, для комплексных — 1850—2225 млн лет и для слюдоносных — 1625—1950 млн лет. Изотопы  $Pb_{207}$  и  $Pb_{208}$ , вероятно, должны учитываться при определении возраста этапа мусковитообразования в пегматитах.

Если при вскрытии слепых жил микроклинов имеет относительно высокие содержания свинца (более 80 мкг/г), относительно низкое содержание  $Pb_{206}$  и высокое  $Pb_{207}$  и  $Pb_{208}$ , то можно ожидать, что такие жилы несут богатую мусковитую минерализацию.



## Литература

- А р у т ю н о в Г. М., Наливкин А. Б., Холодок Н. И. Барий в микроклине пегматитов как возможный индикатор пегматитов различных свит и разной слюдонасыщенности. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7.
- Б о г д а н о в Ю. Б. Корреляция разрезов досреднепротерозойских образований восточной части Балтийского щита. — В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1974.
- Б о р и с о в П. А. Керамические пегматиты СССР и их заменители. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Б о р и с о в П. А. Пегматиты докембрия Карелии и Кольского полуострова и их слюдоносность. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1956, вып. 2.
- Б о р о в и к о в П. П. Типы слюдоносных зон и основные факторы, контролирующие их размещение в земной коре. — Автореф. дисс. Л., 1965.
- Б о р о в и к о в П. П., Игнатьева Т. С. К вопросу о геохимии гранитных пегматитов Карело-Кольского региона. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1969, вып. 4.
- Б р а у н Дж. С. Изотопы свинца в пегматитах, гранитах и рудах. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969.
- Б у н т и н Г. Н. К вопросу о классификации пегматитов Чулы. — Уч. зап. ЛГУ, 1937, № 49.
- В о л о д и ч е в О. И. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма (р-н центральной части Западного Беломорья). — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1968, вып. 4.
- Г е р л и н г Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Борисенко Н. Ф. Новые данные по геохронологии Карелии. — ДАН СССР, 1966, т. 166, № 3.
- Г е р л и н г Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Глебова-Кульбах Г. О., Афанасьева Л. И., Васильева С. Н. Новые данные по геохронологии Карелии. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.—Л., «Наука», 1965.
- Г и л я р о в а М. А. Стратиграфия докарелия. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.
- Г о р л о в Н. В. Закономерности размещения архейских пегматитов в связи со структурами вмещающих пород. — ДАН СССР, 1956, т. 107, № 4.
- Г о р л о в Н. В. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов Северо-Западного Беломорья. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. V.
- Г о р л о в Н. В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). М.—Л., «Наука», 1967.
- Г р о д н и ц к и й Л. Л. Структурно-минералогическая классификация гранитных пегматитов Северной Карелии. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7.
- Д о у Б., Тилтон Дж., Хопсон К. Изотопы свинца в полевых шпатах из некоторых гранитоидных пород, связанных с региональным метаморфизмом. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969.
- Д о у Б., Харт С. Влияние контактового метаморфизма на изотопный состав свинца калиевых полевых шпатов в районе штока Эльзора, Колорадо. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969.
- К а т а н з а р о И., Гаст П. Изотопный состав свинца полевых шпатов пегматитов. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969.
- Л а б у н ц о в А. Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. — В кн.: Пегматиты СССР, т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Л е о н о в а В. А. Некоторые вопросы геохимии и генезиса пегматитовых жил Чулы (Северная Карелия). — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1965, ч. 94, вып. 3.
- Л у т к о в с к а я Т. А., Коншин В. А. Научные основы оценки прогнозных запасов мусковита по региону Северо-Запада СССР. — Сов. геология, 1968, № 3.
- М е р ф и В., Паттерсон К. Изотопы свинца в породах и рудах месторождения Бьют, Монтана. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969.
- М и ш а р е в Д. М., Амеландов А. С., Захарченко И. А., Смирнова В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитовосность Северо-Западного Беломорья. — Тр. ВСЕГЕИ, 1960, нов. серия, т. 31.
- Н е у с т р о в Ю. С. К изучению стратиграфии и метаморфизма кристаллических пород района Чулы—Тикшозеро в Северной Карелии. — Тр. Лен. геол. треста. 1938, вып. 20.
- П а т т е р с о н К., Тацумото М. Значение изотопного свинца обломочных полевых шпатов для изучения процессов химической дифференциации в мантии Земли. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969.
- П о л к а н о в А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. — Междунар. геол. конгресс, XVII сессия, т. 2, 1939.



- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12.
- Полканов А. А., Кратц К. О., Шуркин К. А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19.
- Рудовская Л. Н. К геохимии гранитных пегматитов Беломорья. — Геохимия, 1964, № 6.
- Салоп Л. И. Архей и протерозой. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия. М., «Недра», 1968.
- Сафронова Г. П. Геохимические критерии в изучении генезиса слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — Геохимия, 1966, № 11.
- Скропышев А. В. О генетической классификации пегматитов Северной Карелии и направлении поисково-разведочных работ на слюду. — В кн.: Материалы по геологии слюды, вып. 2. М., Госгеолиздат, 1953.
- Смирнов Ю. П. Об элементах-индикаторах из слюдоносных пегматитовых жил. — Разведка и охрана недр, 1963, вып. 3.
- Стенарь М. М. Архей. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1973, вып. 18.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. — Тр. Лен. геол. упр., 1939, вып. 19.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. — В кн.: Петрография СССР, серия 1, Региональная петрография, т. 13, вып. 5. М.—Л., 1935.
- Тугаринов А. И., Гаврилова Л. К., Бедринов В. П. Эволюция изотопного состава свинца гранитоидов в докембрии. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Атомиздат, 1963.
- Харитонов Л. Я. Микроклиновые граниты Беломорского района. — В кн.: Геология СССР, т. 27. М., 1958.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1962, вып. 4.

А. Я. Вохменцев, М. Н. Остроумов

## ОБ ОКРАСКАХ И НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ КОНСТИТУЦИИ АМАЗОНИТА

Амазонит давно привлекает внимание многих исследователей во всем мире. Имеется несколько причин, вызывающих повышенный интерес к этому минералу.

Во-первых, это поделочный камень с относительно редкой для минералов красивой голубовато-зеленой окраской, аналогичной окраскам бирюзы, малахита или некоторых разновидностей берилла, но значительно более распространенный по сравнению с ними. Примечательно и то, что такая окраска оказывается присущей полевому шпату, — наиболее распространенному в земной коре минералу. В настоящее время амазонит является объектом добычи камнесамоцветной промышленности.

Во-вторых, еще со времени возникновения геохимии ее основоположники В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман и В. М. Гольдшмидт показали, что замечательный своим цветом этот минерал нередко также бывает обогащен некоторыми редкими щелочными металлами (Rb, Cs и Tl) и, кроме того, может служить поисково-оценочным признаком для ряда полезных ископаемых (берилла, топаза и др.). В последние годы в связи с открытием целых массивов амазонитовых гранитов и подтверждением геохимической индивидуальности амазонита высказываются предположения о целесообразности комплексной разработки таких гранитов с целью получения редких элементов (Минералогия редких элементов, 1964; Коган и др., 1971).

В-третьих, как было показано А. Н. Заварицким (1943), окраска амазонита может дать весьма ценную информацию о генезисе полевого шпата и содержащей его породы.

И, наконец, без сомнения повышенный интерес к амазониту в определенной степени может быть объяснен загадочностью этого минерала (Шмакин, 1968). К настоящему времени раскрыты многие важные особенности амазонского камня, однако до сих пор предметом дискуссий остается глав-



ный вопрос — причина окраски. Геологи не единодушны и в вопросах о значении амазонита как поискового признака, о связи амазонита с определенными породами, о способе и условиях его образования и т. д. Очевидно, что все эти и многие другие вопросы могут быть решены при обязательном условии всестороннего, комплексного подхода к проблеме амазонита, когда данные экспериментального изучения окраски и других свойств будут увязаны, с одной стороны, с особенностями конституции, с другой — с геолого-минералогическими наблюдениями.

В настоящей статье мы ставим своей задачей рассмотреть лишь связь окраски с конституцией амазонита.

Изучение амазонитов проводилось на образцах, представляющих различные месторождения страны. Основными методами изучения были спектрофотометрия в отраженном свете и рентгеновская дифрактометрия. Часть образцов амазонита исследована путем нагревания в окислительной атмосфере до  $500^{\circ}$  с целью «снятия» амазонитовой окраски и сравнения ее с окрасками микроклинов. Все полученные материалы сопоставлялись с результатами изучения окрасок различных полевых шпатов (Вохменцев, 1969). При обсуждении результатов широко использованы литературные данные.

Известно, что амазониты вообще характеризуются большим разнообразием окрасок. При этом следует отличать два разных явления: пестроцветность амазонитов, с одной стороны, и вариацию собственно амазонитовой окраски — с другой. Объяснение пестроцветности уральских амазонитов было дано А. Н. Заварицким (1943), который доказал вторичную природу амазонитовой окраски. Наше внимание было обращено прежде всего на второе явление, которое, хотя и было известно исследователям, однако изучалось недостаточно и односторонне — принималась во внимание лишь интенсивность окраски и не рассматривалась ее тональность. Такое положение, по-видимому, отчасти было связано с недостаточным изучением оптических спектров амазонитов, которые являются основой для исследования окрасок.

Уже визуально нами была замечена определенная парагенетическая связь между тонами окрасок отдельных участков индивидов пестроцветных амазонитов; окраски неамазонитовых участков — белая или светло-серая, желтоватая, бурая (или розовая); окраски амазонитовых участков — зеленовато-голубая, голубовато-зеленая, зеленая с желтоватым оттенком.

Анализ литературных данных подтвердил такую корреляцию окрасок. С целью уточнения и выяснения отмеченной связи были сняты спектры отражения пятидесяти образцов амазонитов различных окрасок.<sup>1</sup> На рис. 1 приведены спектры отражения амазонитов (рис. 1, а), а также некоторых полевых шпатов с неамазонитовыми окрасками (рис. 1, б). Краткая характеристика этих образцов дана в таблице.

Как видим, для всех амазонитов характерно наличие в спектре двух широких полос поглощения — в коротковолновой и длинноволновой частях видимого диапазона. Первая полоса имеет максимум за пределами видимого интервала спектра, очевидно, в ближней УФ-области. В видимом диапазоне положение ее частично фиксируется по левому крылу максимума отражения. У ряда образцов эта основная полоса осложнена слабой и относительно узкой полосой поглощения в интервале 480—500 мкм. Основная полоса вместе с осложняющим ее максимумом при перемещении в спектре слева направо (батохромное смещение) дает ряд окрасок — от белой до коричневой (черной), который мы вслед за А. Е. Ферсманом (1936) будем называть спектром А. В группе полевых шпатов эта полоса наиболее типична для микроклинов (Вохменцев, 1969), поэтому условимся

<sup>1</sup> Спектры отражения получены с помощью спектрофотометра СФ-10. Эталонном служила тонконапыленная магнезия, иногда плотная белая бумага. Образцы амазонита снимались на плоскости {001}, реже {010}.



Окраска, спектры отражения и рентгеновская триклинность амазонитов и микроклинов обычных окрасок

Номер образ-ца	Микроскопическая характеристика	$\lambda_{\text{макс}}$ отра-жения, мкм	$\lambda_{\text{макс}}$ погло-щения, мкм	$\Delta\lambda$ , мкм	I	$\Delta\rho$	Район
29	Желтовато-зеленый пят-нистый амазонито-вый микроклин-пертит	560	625	65	4	0.75—0.87	Урал
33	Бледный голубовато-зеленый амазонито-вый микроклин-пертит	535	635	100	11.5	0.87	Забайкалье
19	Интенсивный голу-бато-зеленый амазо-нитовый микроклин-макропертит	510	640	130	23	1.00	Кольский полуостров
39	Интенсивный голу-бато-зеленый амазо-нитовый микроклин-макропертит	512	650	138	18	1.00	То же
12	Интенсивный зеленый амазонитовый микро-клин-макропертит	524	682	158	23	0.87—1.00	» »
28	Пестрый буровато-зеле-ный амазонитовый микроклин	565	705	140	12	0.87	Урал
4	Серовато-зеленый мик-роклин с неравно-мерно проявленной пертитизацией	576	750	174	6		Мамско-Чуй-ский район
23ам	Зеленовато-серый ама-зонитовидный микро-клин	540	780		Слабая	0.65	Кольский полуостров
64	Белый микроклин	550	690	140	1—2	0.75	
19	Желтовато-зеленый мик-роклин	—	—	—	—	0.96—1.00	То же
45	Буро-красный микро-клин	610	670	60	1—2	0.87—1.00	» »
49	Красновато-бурый мик-роклин	610	670	60	1—2	1.00	» »
50	Черный микроклин	—	—	—	—	0.86—1.00	» »

называть ее микроклиновой. Батохромное смещение микроклиновой по-лосы сопровождается расширением и связано с увеличением содержания окислов и гидроокислов железа в виде «неструктурной» пигментирующей примеси (Марфунин, 1967; Вохменцев, 1969).

Вторая широкая полоса поглощения характерна для амазонитов, на-зовем ее амазонитовой. Согласно Э. Н. Елисееву (1949), максимум этой полосы находится в интервале 620—630 мкм. К. К. Жиров и др. (1959) наблюдали такой максимум в интервале 630—640 мкм. Наши исследования показали положение максимума амазонитовой полосы в интервале 625—720 мкм (Вохменцев, 1969). Батохромное смещение этой полосы в установ-ленном интервале само по себе (вне связи с микроклиновой полосой) опре-деляет ряд окрасок спектра избирательного поглощения длинноволнового интервала — голубую, зеленовато-голубую, голубовато-зеленую и зеле-ную. Соответственно такому смещению происходит увеличение ширины амазонитовой полосы (рис. 2). Вместе с тем при этом важно учитывать также интенсивность или глубину амазонитовой полосы. Характер корреляции интенсивности и положения амазонитовой полосы показан на рис. 3. Из рисунка видно, что определенному положению этой полосы в спектре отвечает ряд интенсивностей — от некоторой минимальной (вероятно, нулевой) до некоторой максимальной, причем последняя оказывается в за-



висимости от положения полосы в спектре. В интервале 625—650 мкм она резко увеличивается, а в интервале 650—720 мкм и более уменьшается при батохромном смещении амазонитовой полосы.

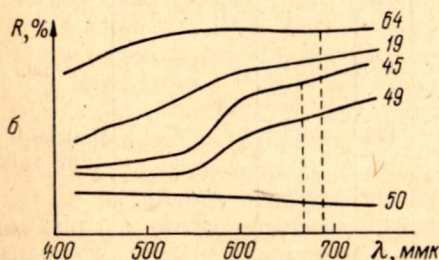
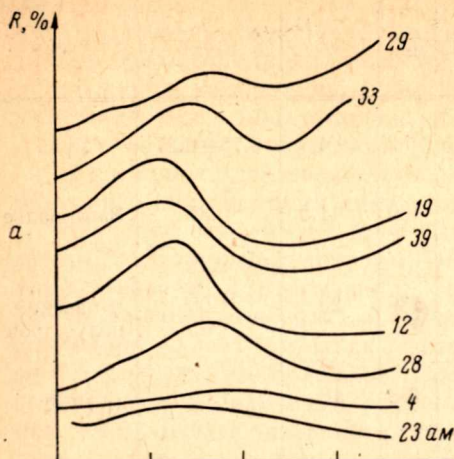


Рис. 1. Спектры отражения амазонитов и микроклинов различных окрасок.

Интенсивность амазонитовой полосы, с которой непосредственно связана интенсивность амазонитовой окраски, обнаруживает прямую зависимость от содержания Rb, Cs, Tl, Pb, Sr, (OH) (Капустин, 1939; Жиров и др., 1959, 1965; Ратиев и Пулиев, 1964; Фельдман и др., 1967; Плюсин, 1969, и др.). Г. С. Плюсин (1969) отмечает также зависимость положения максимума отражения от количества воды в амазонитах. Следует, однако, отметить, что связь интенсивности окраски амазонитов с содержанием одной или нескольких из указанных примесей является односторонней. Действительно, амазониты отличаются в целом повышенными содержаниями этих примесей и обнаруживают усиление окраски при повышении их содержания, но, с другой стороны, также встречаются полевые шпаты с близкими или большими, чем в амазонитах, содержаниями таких примесей, но не имеющие амазонитовой окраски. Следовательно, если отмеченные элементы-примеси

и необходимы, то во всяком случае недостаточны для появления амазонитовой окраски. Поэтому некоторые исследователи амазонитовую окраску объясняют особой, так называемой активной формой примеси

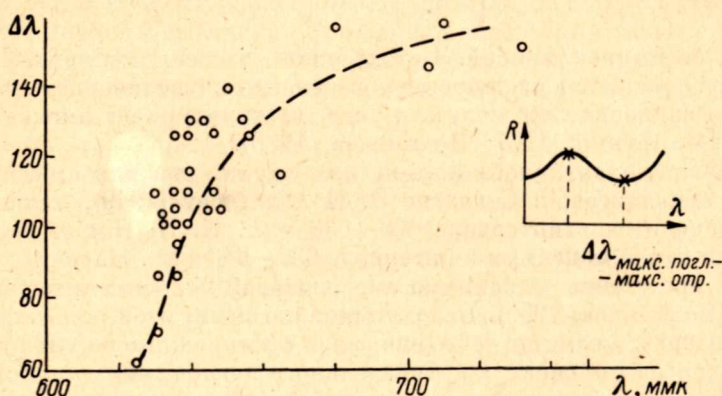


Рис. 2. Зависимость полуширины амазонитовой полосы от положения в спектре ее максимума.

в составе полевого шпата, представляющей собой дефекты структуры этого минерала.

Как уже отмечалось, оптический спектр амазонита характеризуется двумя полосами поглощения, поэтому очевидна необходимость учета влия



ния каждой полосы на окраску минерала. Последняя должна рассматриваться как результат субтрактивного смешения двух окрасок. Результирующий тон (наблюдаемый глазом) определяется соотношением площадей полос поглощения. Из рис. 4 видно, что в наибольшей степени амазонитовый тон окраски проявляется при  $\lambda_{\text{max}}$  амазонитовой полосы в интервале около 630—650 мкм, а смещение этого максимума влево или вправо от ука-

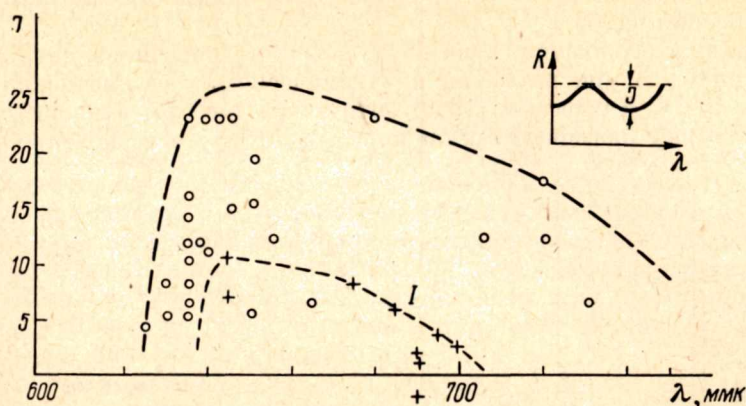


Рис. 3. Интенсивность амазонитовой полосы и положение максимума ее поглощения (I — по литературным данным).

занного интервала сопровождается относительным ослаблением собственно амазонитовой составляющей окраски.

Усиление и углубление «микроклиновой» полосы поглощения связано (см. выше) с увеличением содержания «неструктурного» железа в виде окислов и гидроокислов. Следовательно, констатируя двухполосовую

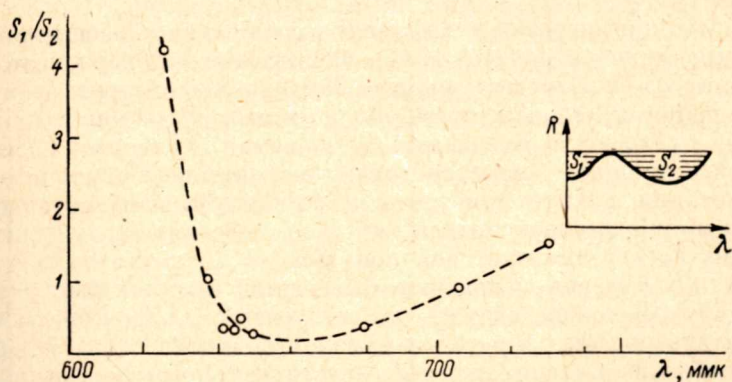


Рис. 4. Отношение площадей полос поглощения и положение максимума амазонитовой полосы.

структуру оптического спектра и соответствующую сложную окраску амазонита, мы тем самым фиксируем один важный вывод: железо, точнее его окисная «неструктурная» форма, принимает определенное участие в окраске амазонита. Степень и характер участия железа в окраске амазонита можно установить по следующим данным.

На рис. 5 показан график зависимости спектральных положений максимума отражения и максимума поглощения амазонитовой полосы. Как видим, эти максимумы взаимосвязаны некоторой криволинейной зависимостью. При батохромном смещении амазонитовой полосы в интервале 625—650 мкм максимум отражения довольно «быстро» удаляется в обрат-



ном, коротковолновом направлении, а при дальнейшем смещении полосы изменяет направление своего перемещения по спектру. Такой характер сопряженного изменения двух максимумов, косвенно свидетельствующего о возможном взаимодействии окрашивающих полос амазонитов, показывает, что при анализе изменчивости их спектров недостаточно ограничиваться только максимумом отражения, считая последний связанным прямолинейной зависимостью с максимумом поглощения, как это сделал Г. С. Плюснин (1969).

Второе подтверждение связи обеих полос поглощения в спектрах амазонитов находим при изучении их термического «обесцвечивания».<sup>2</sup> Полученные Э. Н. Елисеевым (1949) оптические спектры амазонитов в различных стадиях «обесцвечивания» показывают, что исчезновение амазони-

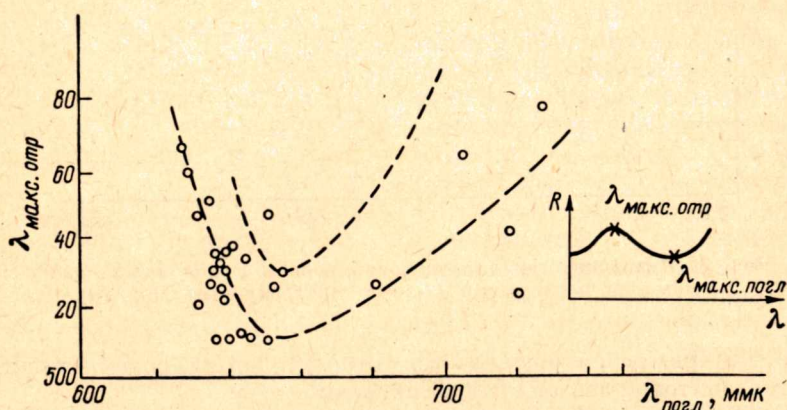


Рис. 5. Зависимость положений в спектре максимума отражения и максимума поглощения амазонитовой полосы.

товой полосы при нагревании вызывает одновременное расширение и усиление микроклиновой полосы. Наши наблюдения подтверждают и дополняют данные Э. Н. Елисеева: процесс «выгорания» амазонитовой окраски сопровождается небольшим (примерно до 10 мкм) батохромным смещением максимума поглощения амазонитовой полосы и некоторым расширением ее. Обратный процесс — восстановление амазонитовой окраски при облучении, очевидно, должен приводить к соответствующему смещению и ослаблению микроклиновой полосы, а также небольшому сужению и гипсохромному сдвигу амазонитовой полосы.<sup>3</sup>

Таким образом, на основании отмеченной взаимосвязи двух полос поглощения мы можем сделать второй вывод: микроклиновая полоса вносит активный вклад в окраску амазонита, иными словами некоторая, в целом небольшая, доля окисного «неструктурного» железа в процессе восстановления амазонитовой окраски может переходить в структурную (для полевого шпата) форму и тем самым принимать непосредственное участие в собственно амазонитовой окраске. Следовательно, и по отношению к железу мы можем говорить о двух формах его нахождения и участия в окраске амазонитов — пассивной и активной. Первая ответственна за микроклиновую полосу поглощения и соответствующие окраски (от белой до бурой), вторая генетически связана с первой и проявляется в зависимости от условий либо в микроклиновой, либо в амазонитовой полосе поглощения, причем в последнем случае собственно амазонитовая состав-

<sup>2</sup> Термин «обесцвечивание» неточен, поскольку нагревание не снимает, а изменяет окраску.

<sup>3</sup> Оптические спектры амазонитов с восстановленной окраской вполне аналогичны спектрам исходных природных амазонитов (Елисеев, 1949; Dworschak, 1962).



ляющая окраски оказывается субтрактивно смешанной с соответствующим тоном окраски микроклина.

По нашему мнению, авторы некоторых гипотез об окраске амазонитов необоснованно игнорируют предложенную Э. Н. Елисеевым (1949) гипотезу. Остановимся на некоторых доводах, выдвинутых против этой гипотезы.

1. Белую окраску некоторых «обесцвеченных» при нагревании амазонитов К. К. Жиров и др. (1959) считают достаточным основанием для утверждения отсутствия в таких амазонитах железа. Наши (Вохменцев, 1969) и литературные данные показывают, что белые микроклины могут содержать до 0.03—0.08%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Эти содержания вполне достаточны, чтобы при определенных условиях быть причиной интенсивных окрасок амазонитов, лучшим доказательством чего могут служить аметисты, для которых в настоящее время установлена окрашивающая роль железа.

2. Нельзя считать доказательством неучастия железа в окраске амазонитов и опыты с их нагреванием в окислительной, восстановительной и нейтральной средах (Sandford, Hedvall, 1962), когда амазонит независимо от состава среды приобретал бурую окраску, так как аналогичные опыты с аметистом (Дэна и др., 1966) также не обнаружили влияния состава среды на изменение окраски при нагревании.

3. Недостаточно обосновано и категорическое заключение Г. С. Плюснина (1969), что железа в закисной форме в амазонитах нет и оно не может окрашивать минерал. Ни измерения магнитной восприимчивости, ни спектры ЭПР, на которых сделан этот вывод Г. С. Плюснина, нельзя считать убедительными, поскольку эксперименты проведены без соблюдения некоторых необходимых условий — оптимальной температуры обжига, глубокого охлаждения и пр. (Вохменцев, 1970).

Как видим, существующие возражения против гипотезы Э. Н. Елисева не выдерживают критики. Необходимо также отметить ошибочность распространенного мнения, согласно которому малые содержания элементов-примесей «переходного» типа (хромофоров) не могут быть причиной окраски полевого шпата. Известные по литературе, а также полученные нами оптические спектры полевых шпатов различных окрасок, в том числе амазонитовой, всегда содержат признаки наличия в их составе железа. Этот элемент наряду с другими «переходными» элементами установлен в составе амазонитов различными методами, в том числе методом ЭПР (Плюснин, 1969). Химические анализы показывают содержание его в амазонитах от сотых до десятых долей процента в пересчете на  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Елисеев, 1949; Плюснин, 1969). Меньшие содержания железа, не фиксируемые химическими анализами, очевидно, могут быть установлены некоторыми физическими методами исследования.

Построенный нами по литературным данным график (рис. 6) показывает, что минимальную железистость имеют амазониты с полосой поглощения около 650 мкм. Как уже было отмечено выше, этому интервалу спектра отвечают наиболее выраженные собственно амазонитовые тона окраски. Смещение полосы в ту или иную сторону, сопровождающееся ее относительным ослаблением (рис. 6), связано с увеличением общей железистости амазонитов.

В заключение рассмотрим структурные типы амазонитов. График на рис. 7 показывает связь положения максимума амазонитовой полосы и степени рентгеновской триклинности. Большая часть амазонитов попадает в правое (наиболее развитое) крыло зависимости. Для этих амазонитов в целом выполняется следующая связь: батохромному смещению амазонитовой полосы соответствует уменьшение степени рентгеновской триклинности. Для меньшей части амазонитов имеет место обратная зависимость, т. е. аналогичное же смещение амазонитовой полосы при увеличении степени триклинности. Обратим внимание на то обстоятельство, что перелом в рассматриваемой зависимости отвечает максимально триклинным (упорядо-



ченным) амазонитам, полоса поглощения которых располагается в интервале спектра 640—660 мкм. Полосовое, а не линейное распределение точек на этом графике связано с вариацией интенсивности амазонитовой полосы. Амазониты с равно интенсивной окраской дают линейную зависимость (рис. 7). Таким образом, в разной степени упорядоченные калиевые полевые шпаты с амазонитовой окраской обра-

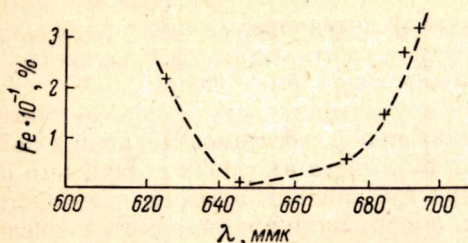


Рис. 6. Связь между содержанием железа и максимумом поглощения амазонитовой полосы.

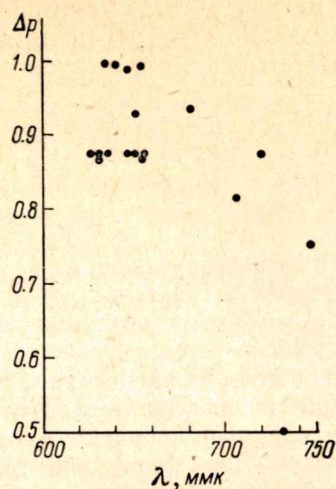


Рис. 7. Соотношение положения максимума поглощения амазонитовой полосы и рентгеновской триклинности.

зуют закономерный ряд, в котором окраска изменяется в зависимости от положения основных полос поглощения в спектре, а также от соотношения площадей этих полос.

### Литература

- Вохменцев А. Я. Зависимость окраски микроклина от его конституции и генезиса. — В кн.: Новые исследования в геологии. Л., 1969.
- Вохменцев А. Я. Окраска калиевого полевого шпата в связи с его конституцией и генезисом в пегматитах Чупинского района (Северная Карелия). — Автореф. дисс. Л., 1970.
- Дэна Дж., Дэна Э. С., Фрондель К. Система минералогии, т. III. Минералы кремнезема. М., ИЛ, 1969.
- Елисеев Э. Н. Окраска амазонита. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1949, ч. 78, вып. 1.
- Жиров К. К., Стишов С. М., Рыжиков Ю. Д. О происхождении окраски амазонитов. — Геохимия, 1959, № 8.
- Жиров К. К., Стишов С. М. К геохимии процесса амазонитизации. — Геохимия, 1965, № 1.
- Заварицкий А. Н. Об амазоните. — Зап. Всеросс. минер. общ., 1943, сер. 2, вып. 1.
- Капустин Н. П. Зависимость окраски амазонита от содержания в нем рубидия. — Изв. АН СССР, 1939, сер. геол., № 3.
- Коган Б. И., Названова В. А., Солодов Н. А. Рубидий и цезий. М., «Наука», 1971.
- Марфунин А. С. Электронное строение и свойства минералов. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967.
- Минералогия редких элементов. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 2. М. «Наука», 1964.
- Плюснин Г. С. Об окраске амазонитов. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1969, ч. 98, вып. 1.
- Ратнев Л. А., Пулиев Х. Н. Химико-структурные особенности амазонита окрестностей с. Костен (Болгария). — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1964, ч. 93, вып. 6.
- Фельдман Л. Г., Бугаец А. Н., Матнас В. В., Нарсеев В. А., Ставров О. Д., Тимофеев И. Н. Амазонитизация гранитов в связи с проблемой их рудоносности. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 31. М., «Недра», 1967.
- Ферсман А. Е. Цвета минералов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.



- Шмакин Б. М. Загадка амазонского камня. — Природа, 1968, № 8.  
 D w o r s c h a k F. Verfärbungsbemessungen an einigen undurchsichtigen und optisch trüben Mineralien (Fluorit, Amazonit, Mikroklin, Faser salz). — Sitzungsber. Osterr. Acad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl., 1962, Abt. 2, № 1—4, 1—9.  
 S a n d f o r d F., H e d v a l l I. Concerning the cause of the colour of an amazonite preparation. — Chalmers tekn. högskol. handl., 1962, № 257.

А. Б. Наливкин, Н. И. Холодок

# О ТЕМПЕРАТУРАХ ОБРАЗОВАНИЯ МИКРОКЛИНОВ ИЗ МУСКОВИТОВЫХ И КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

В последнее время все большее значение придается исследованиям особенностей конституции минералов, позволяющих, в частности, определять температуры кристаллизации последних. Известен, например, ряд работ по определению температуры кристаллизации калиевых полевых шпатов, исходя из их конституции (Barth, 1956; Михайлов, 1964; Никаноров; Рябчиков, 1965; Сафронова, 1966).

Основой применения ряда минералогических термометров является принцип зависимости изоморфизма минералов от температур кристаллизации. Так, согласно Барту (Barth, 1956), равновесие мольных долей альбита в щелочном полевоом шпате и плагиоклазе связано однозначной зависимостью с температурой и давлением. На уточненной И. Д. Рябчиковым (1965) диаграмме Барта при температуре 400—700°, давлении 200—500 бар и содержании в плагиоклазе 40—100% альбита максимальное отклонение точности расчета принимается равным  $\pm 50^\circ$ . Опыты Т. Виара, Т. Сабатье (Wyart, Sabatier, 1960, 1961) и П. Орвиля (Orville, 1959) показали, что наличие воды, и особенно водных растворов солей, чрезвычайно облегчает установление равновесия между полевошпатовыми фазами.

Нами определялись температуры кристаллизации микроклинов из пегматитов Северной Карелии. В таблице приведены данные химических анализов блоковых микроклинов из пегматитов разных типов Северной Карелии и для сравнения некоторых других районов, а также определенные по ним температуры кристаллизации с помощью диаграммы Т. Барта (Barth, 1956) и усовершенствованной диаграммы И. Д. Рябчикова (1965).

Ниже приведены температуры кристаллизации блоковых микроклинов из пегматитов Северной Карелии, определенные как по методу Т. Барта, так и с применением усовершенствованной диаграммы И. Д. Рябчикова (в °C):

	По И. Д. Ряб- чикову	По Т. Барту
Богатые мусковитоносные жилы Север- ной Карелии . . . . .	480—515	475—500
Комплексные мусковит-керамические жилы Северной Карелии . . . . .	515—530	510—525
Керамические пегматиты Северной Ка- релии . . . . .	525—560	525—550
Белогорское месторождение, Восточ- ный Казахстан . . . . .	560	560

Как видим, блоковый микроклин керамических пегматитов имеет наиболее высокую температуру кристаллизации, которая понижается в комплексных мусковит-керамических пегматитах. Наиболее низкая температура кристаллизации у микроклина богатых мусковитоносных жил.

Выявленные закономерности могут быть использованы для промышленной оценки как мусковитовых, так и керамических пегматитовых жил, особенно в случае обнаружения слепых пегматитовых жил при геолого-



## Химический состав и температура кристаллизации микроклянов

Типы жил	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	BaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма	Температура кристаллизации	
													по И. Д. Рябчикову (1965)	по Т. Барту (1956)
Чупинская свита														
Месторождение 1														
Богатая слюдоносная жила	63.90	0.016	19.95	0.03	0.004	Не обн.	Не обн.	0.38	13.33	2.21	—	99.82	515	475
	64.37	0.03	19.71	0.04	—	0.13	» »	0.04	13.04	2.33	0.07	99.76	515	500
	64.74	0.01	18.44	0.05	—	0.39	0.08	—	14.60	1.60	0.12	100.03	480	480
Средняя по слюдонасыщенности жила	65.54	Сл.	18.03	0.09	—	0.95	0.09	Сл.	13.40	1.89	0.25	100.24	525	490
Бесслюдная жила	65.80	»	18.87	0.10	—	0.36	0.22	—	11.00	3.60	0.23	100.18	560	555
Месторождение 2														
Богатая слюдоносная жила	64.43	Не обн.	18.68	0.08	—	0.28	0.21	—	14.00	2.50	0.18	100.36	512	510
Месторождение 3														
Бесслюдная жила (керамическая)	64.33	0.11	19.91	0.05	Не обн.	0.76	0.58	0.65	11.55	2.25	0.16	100.35	530	550
Хетоламбинская свита														
Месторождение 1														
Слюдяно-керамическая жила 5 из обогащенного слюдой участка	62.97	Не обн.	18.23	2.55	—	0.50	0.45	—	12.92	1.96	0.92	100.50	515	490
Комплексная слюдяно-керамическая жила (слюдоносный участок)	65.61	0.03	19.02	0.07	0.009	0.31	Не обн.	—	12.25	2.81	0.05	100.15	530	510
Комплексная жила (бесслюдный участок)	65.28	Не обн.	18.74	0.09	—	0.35	0.38	—	11.60	3.00	0.32	99.76	550	525
Месторождение 2														
Керамическая жила	65.32	—	18.98	0.08	—	0.21	Нет	0.14	12.90	2.45	0.16	100.24	525	525
Восточно-Казахстанская обл.														
Бесслюдная керамическая жила	65.70	Сл.	17.38	0.08	—	0.52	Не обн.	—	12.00	4.00	0.32	100.00	560	560

Примечание. Все анализы выполнены в ГИКИ.



разведочных работах, а также при оценке возможности промышленного использования микроклина как керамического сырья (см. таблицу).

Интересно отметить, что метод Барта—Рябчикова, по-видимому, позволяет определять не столько температуру кристаллизации микроклина, сколько температуру, существовавшую во время установления равновесия мольных долей альбита в плагиоклазе и микроклине в период воздействия на пегматиты растворов, приводящих к образованию мусковита. Понижение температуры «кристаллизации» микроклина в комплексных и слюдоносных пегматитах находит тем самым свое теоретическое обоснование.

### Литература

- Никаноров А. С., Михайлов И. И. О температурах образования пегматоидных структур в слюдоносных и керамических пегматитах. — *Геохимия*, 1964, № 11.
- Рябчиков И. Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.
- Сафронова Г. П. Геохимические критерии в изучении генезиса слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — *Геохимия*, 1966, № 11.
- Barth T. F. W. Studies in gneiss and granite. I and II. — *Skr. Norske vid. akad.*, 1956, Oslo, rl. 1, № 1.
- Orville Ph. M. Yon exchange reaction between sythetic alkali feldspars and alkali chloride solutions. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, 70, № 12, part 2.
- Wuart Y., Sabatier G. Sur la mobilité des ions Si et Al dans les feldsparthen presens d'eau. — *Bull. Soc. franc. mineral. et cristallogr.*, 1960, 83, № 4—6.
- Wuart Y., Sabatier G. Exchange des atoms dans les feldsparthen Action de l'eau. — *Cursillos y conf. investig. Lucas Mallada*, 1961, № 8, discuss., 26.

В. В. Щипцов

### ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МУСКОВИТОВ И БИОТИТОВ ИЗ ПЕГМАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Учение о типоморфизме минералов было заложено А. Е. Ферсманом (1939, 1940). По определению Ф. В. Чухрова (1972, с. 6), «типоморфными считаются минералы, образующиеся в определенных условиях и позволяющие судить об этих условиях. К типоморфным особенностям относят различные черты минералов, которые позволяют конкретизировать условия их образования в определенных ассоциациях».

В настоящей работе рассматриваются некоторые типоморфные особенности мусковитов и биотитов пегматитовых жил центральной части Западного Беломорья. Пегматиты разделяются на две формации: мусковитовую, характерную для беломорид, и мусковит-редкометальную, приуроченную к зоне сочленения беломорид и карелид (Щипцов, 1973).

Мусковит — один из наиболее распространенных минералов в группе слюд. В зависимости от условий образования он характеризуется переменным составом, что и позволяет использовать его как индикатор среды минералообразования.

Типохимические особенности мусковитов из пегматитов, залегающих в глиноземистых гнейсах, иллюстрируются тройной диаграммой катионов шестерной координации  $Mg-(Fe^{+2}+Fe^{+3})-Al_{VI}$  (рис. 1, 2). На этой диаграмме выделяются два поля: мусковитов из слюдяных пегматитов беломорского комплекса и мусковитов из пегматитов зоны сочленения карелид и беломорид. Указанные поля фиксируются только для двух разновидностей мусковита — пегматоидного и находящегося в сростании с кварцем. Мусковиты, образованные по биотитам из пегматитов зоны сочленения, ложатся на диаграмме в поле мусковитов беломорского комплекса, что, по-видимому, объясняется зависимостью от унаследованности состава



биотитов (избыток магния). Мусковиты из пегматитов, залегающих в биотитовых гнейсах с амфиболом, амфиболитах и габбро, не позволяют, согласно имеющимся данным, выделить какие-либо четкие поля (рис. 1, б).

Большое значение имеет изучение содержания элементов-примесей в мусковитах, в частности лития, рубидия и цезия. Содержание редких щелочей в них варьирует в широких пределах и определяется не изоморфной емкостью этого минерала, а концентрацией этих элементов в минералообразующей среде. В природе известны мусковиты с высоким содержанием лития, рубидия, цезия (Дир и др., 1966). Присутствие в заметных количествах литиевого и рубидий-цезиевого компонентов служит индикатором редкометальности. В целях индикации используются также отношения

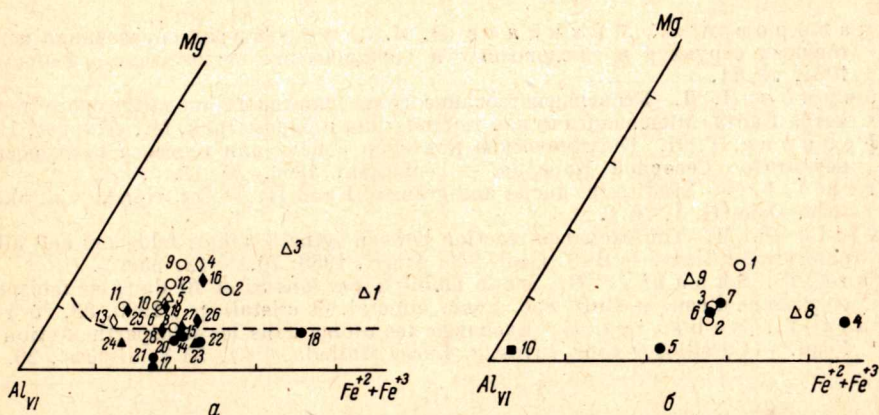


Рис. 1. Изменение соотношений среди катионов шестерной координации в мусковитах из пегматитов центральной части Западного Беломорья.

а — мусковит из пегматитов в глиноземистых гнейсах; б — мусковит из пегматитов биотитовых гнейсов с амфиболом и без амфибола, амфиболитов и габбро. Светлые знаки — мусковитовая формация (1—10 — по данным Г. П. Сафроновой); черные — мусковит-редкометальная формация. Разновидности мусковита: круг — пегматоидный; треугольник — кварц-мусковитовое сращивание; ромб — по «трещинному» биотиту; квадрат — ассоциация с альбитом.

K/Rb, K/Cs, Li/Cs и т. д., предложенные В. В. Гордиенко (1970) и Н. А. Солодовым (1971). Нами отмечается существенное различие содержаний редких щелочей в мусковитах пегматитов указанных выше формаций.

Представляет определенный интерес содержание в мусковитах бериллия. Этот элемент придает специфику пегматитам зоны сочленения (см. таблицу). Изоморфная емкость мусковита по отношению к бериллию невелика, поэтому в пегматитах зоны сочленения беломорид и карелид при увеличении общего содержания бериллия образуется берилл как характерный аксессуарный минерал. В мусковитах из пегматитов зоны сочленения отмечается также заметное возрастание содержания олова по сравнению с мусковитами из формации мусковитовых пегматитов (см. таблицу). По данным полуколичественного спектрального анализа мусковиты различаются и по набору содержаний других микроэлементов. В мусковитах пегматитов, находящихся в глиноземистых гнейсах зоны беломорид, отмечается пониженное содержание или отсутствие свинца, ниобия, галлия, ванадия и, наоборот, повышенное — титана, хрома, бария, скандия в сравнении с мусковитами из пегматитов зоны сочленения.

Типоморфизм проявляется и в физических свойствах мусковитов. Нами отмечается широкий спектр различных окрасок. Мусковит формации мусковитовых пегматитов характеризуется прозрачно-коричневатой и рубиновой окраской. Пегматиты зоны сочленения содержат мусковиты от яблочно-зеленого, темно-зеленого до коричневатого цвета, что в какой-то мере становится характерным для мусковитов из пегматитов Беломорья, залегающих в иной фациальной обстановке (амфибол-биотитовые гнейсы,



Распределение редких элементов (в г/т) в мусковитах из пегматитов центральной части Западного Беломорья

Формация пегматитов	Вмещающие породы	Литий		Рубидий		Цезий		Бериллий		Олово	
		n	X	n	X	n	X	n	X	n	X
Мусковитовая	Глиноземистые гнейсы	9	100	9	431	9	17	16	2.6	16	40
»	Неглиноземистые гнейсы	3	314	3	457	3	19	12	2	12	60
Мусковит-редко-металльная	Глиноземистые гнейсы	11	587	11	1230	11	88	9	13	9	108
То же	Неглиноземистые гнейсы	4	1510	4	2380	4	40	4	20	4	128

Примечание.  $n$  — количество анализов;  $X$  — среднее содержание. Редкие щелочи определены на атомном спектрофотометре «Сатурн» в режиме эмиссионного пламенного фотометра; аналитики Л. Н. Моисеева, Ю. А. Савельев. Вe и Sn определены количественным методом; аналитики Э. С. Васильева, Г. Ф. Егорова. Все анализы выполнены в институте геологии Карельского филиала АН СССР.

амфиболиты и др.). В некоторых пегматитах мусковит-редкометалльной формации устанавливаются мусковиты с интенсивной серебристо-зеленоватой окраской до розовато-фиолетового цвета.

Рентгеновское изучение мусковитов с целью определения параметров элементарной ячейки  $a_0$ ,  $b_0$ ,  $c_0$  показало принадлежность их к одной поли-

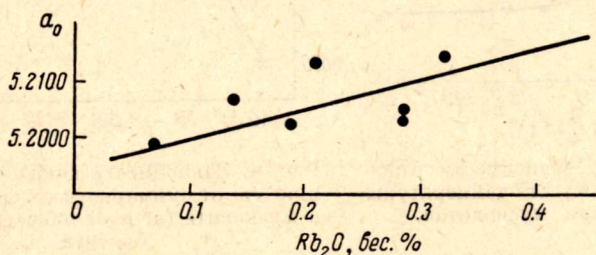


Рис. 2. Зависимость параметра  $a_0$  элементарной ячейки мусковита от содержания рубидия.

морфной разновидности типа  $2M_1$ , а также изменения в узких пределах параметров (наиболее четко параметра  $a_0$ ) в зависимости от содержания рубидия (рис. 2).

Термографический анализ показывает четкую зависимость температуры начала обезвоживания мусковита от отношения натрия к сумме натрия и калия (рис. 3), при этом выявлено, что температура начала обезвоживания, как правило, выше у мусковитов из пегматитов зоны сочленения, чем у мусковитов из пегматитов беломорид.

Оптические свойства мусковитов не имеют резких различий. Устанавливается лишь зависимость показателей преломления (в частности,  $N_m$ ) от общего содержания железа (рис. 4, а). При содержании суммарного железа до 3% увеличения  $N_m$  не отмечается. Большое содержание железа приводит к резкому возрастанию  $N_m$ , тогда как угол оптических осей уменьшается с увеличением содержания суммарного железа от  $45^\circ 00' \pm 30$  до  $40^\circ 57' \pm 30$ .

Таким образом, на примере изучения некоторых особенностей мусковитов имеем возможность убедиться в различии этих особенностей в зависимости от принадлежности мусковитов к пегматитам разных формаций. Важно, что пределы колебаний содержания редких элементов-примесей, максимальные для одной формации, являются минимальными значениями для другой.



Интересны данные по изучению типоморфных особенностей биотита. Последний является минералом переменного состава, как и мусковит. Он привлекает внимание петрологов с точки зрения его использования в парагенетическом анализе. Особенно широко распространен в породах различных метаморфических фаций парагенезис Би—Гр, сосуществование которого используется в геотермометрии (Перчук, 1970). Биотит обладает высокой изоморфной емкостью своей структуры, что представляет возможность для получения широкой информации о геохимической обстановке.

В геологической литературе имеется много данных о химизме биотитов различных типов пегматитов, поведении в них редких и рассеянных элементов, сравнительных характеристиках

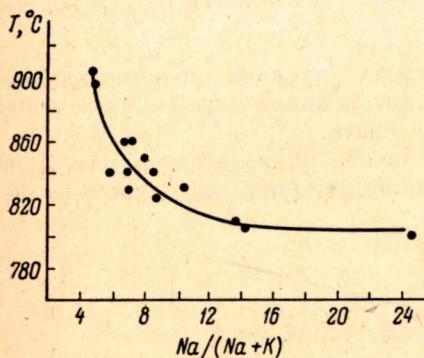


Рис. 3. График зависимости отношения  $Na/(Na+K)$  от температуры обжигания мусковитов.

биотитов по величинам железистости и глиноземистости и т. п. (Шуркин и др., 1962; Шмакин, Макрыгина, 1969; Сафронова, 1969; Соколов, 1970; Гродницкий, Манаев, 1971; Шмакин, 1971, и др.). Большинство данных касается биотитов из пегматитов мусковитовой формации Карело-Кольского региона и Мамско-Чуйского района Восточной Сибири.

Автором рассматриваются биотиты из мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов, представленные мелкочешуйчатым из приконтактной зоны, таблитчатым и лейстовым из центральных зон пегматитов, а также биотитом из зоны экзоконтакта.

На диаграмме  $Al_{VI}+Fe^{3+}-(Mg+Fe^{2+}+Mn)-Ti$  (рис. 5), используя данные Л. Л. Гродницкого, Н. М. Манаева (1971), а также данные Ю. М. Соколова (1970), можно видеть, что таблитчатые биотиты из пегматитов мусковит-редкометалльной формации располагаются за пределами контуров полей или же на границе контура этих полей. На основании приведенных данных можно выделить самостоятельное поле биотитов из пегматитов мусковит-редкометалльной формации.

Среднеарифметическое содержание лития в биотитах пегматитов мусковит-редкометалльной формации больше, чем в биотитах пегматитов мусковитовой формации. В тех участках, где проявлена геохимическая литиевая, рубидий-цезиевая специализация, биотит концентрирует эти элементы. Биотиты из зон экзоконтакта также отличаются по содержанию редких щелочей.

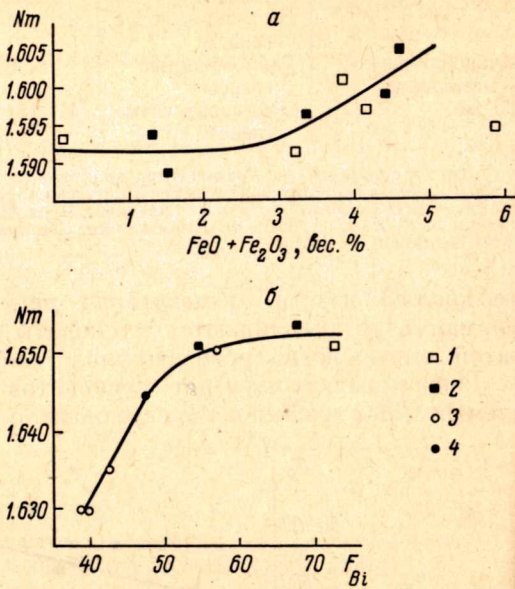


Рис. 4. Зависимость показателя преломления  $N_t$  от суммарного содержания железа в мусковите (а) и от общей железистости биотита (б).

1 — мусковит и биотит из мусковитовой формации пегматитов; 2 — мусковит и биотит из мусковит-редкометалльной формации пегматитов; 3 — зона экзоконтакта (мусковитовая формация); 4 — зона экзоконтакта пегматитов мусковит-редкометалльной формации.



Определение показателей преломления  $N_m$  показало, что четкая прямая зависимость существует в области биотитов с железистостью 40—55, выше этих значений железистости показатель преломления по существу не меняется в широких пределах (рис. 4, 6). Для биотитов из пегматитов юны сочленения показатели преломления характеризуются немного большей величиной ( $N_m=1.650-1.655$ ), чем для биотитов пегматитов беломорского комплекса.

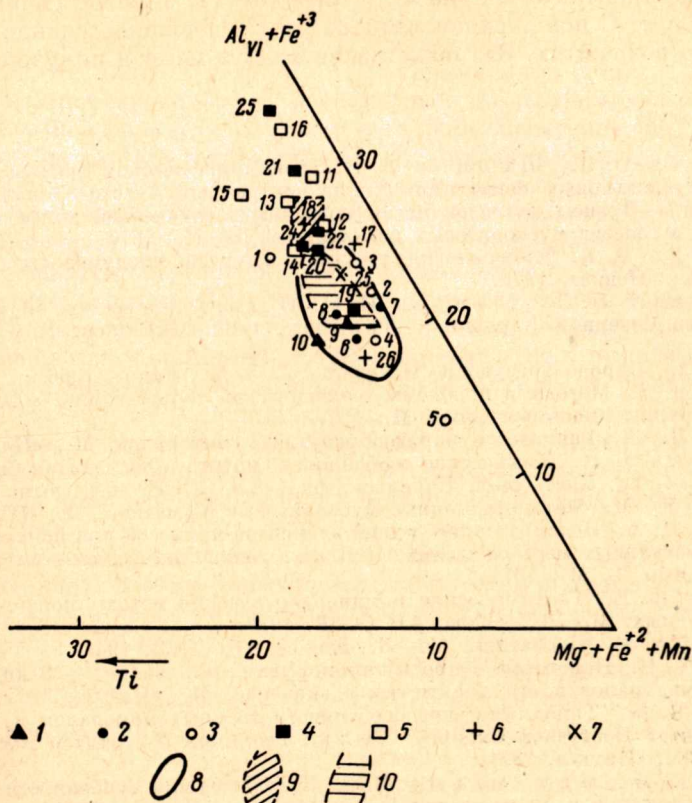


Рис. 5. Диаграмма соотношений катионов шестерной координации для биотитов.

1 — пегматит формации мусковитовых пегматитов; 2 — зона экзоконтакта (формация мусковит-редкометалльных пегматитов); 3 — пегматиты, залегающие в амфиболсодержащих биотитовых гнейсах, амфиболитах, габбро (мусковит-редкометалльная формация); 4 — пегматиты, залегающие в глиноземистых гнейсах (мусковит-редкометалльная формация); 5 — то же (приконтактовая зона); 6 — формация мусковитовых пегматитов; 7 — то же (приконтактовая зона); 8 — поле биотитов из слюдяных, слюдяно-керамических и керамических пегматитов Северной Карелии, по Л. Л. Гродницкому и Н. М. Манаеву (1971); 9, 10 — поля биотитов синкинематических (9) и позднесинкинематических (10) пегматитов, по Ю. М. Соколову (1970).

Приведенные материалы по биотитам, как и мусковитам, показывают постепенный переход изменения типоморфных особенностей биотитов от пегматитов беломорского комплекса к пегматитам зоны сочленения его с карелидами.

Важнейшими причинами различий типоморфных свойств мусковитов и биотитов из пегматитов двух формаций являются, вероятно, меняющиеся в эволюционном развитии температурные условия и глубинность образования. Так, установлено, что для мусковитовой формации характерен метаморфизм высоких давлений кианитового типа, а для мусковит-редкометалльной формации — метаморфизм умеренных давлений кианит-силлиманитового типа (Володичев, Щипцов, 1973). Температура начала пегматитового процесса, определенная по геотермометру Л. Л. Перчука из равновесной



пары гранат—биотит в зоне непосредственного контакта пегматита с вмещающими породами, характеризуется в области сочленения карелид с беломоридами интервалом 525—575°, а в беломорском комплексе 495—555°.

Косвенным образом можно судить об изменениях температур по скандиевому биотитовому термометру Офштедаля (Ингерсон, 1957). Содержание скандия (минимальное) в биотитах из зон экзоконтактов и чешуйчатых разностях приконтактовых зон пегматита 10—17, в биотитах поздних стадий 15—97 г/т. С понижением температуры содержание скандия в биотитах должно возрастать. Эта общая зависимость нами и получена.

### Литература

- В о л о д и ч е в О. И., Ш и п ц о в В. В. О метаморфическом факторе формирования мусковитовых пегматитов (район центральной части Западного Беломорья). — Тезисы докладов на Всесоюзной теоретической конференции «Геология и генезис мусковитовых пегматитов». Л.—М., 1973.
- Г о р д и е н к о В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.—М., «Недра», 1970.
- Г р о д н и ц к и й Л. Л., М а н а е в Н. М. О химическом составе биотитов из пегматитов Северной Карелии. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7.
- Д и р У. и др. Породообразующие минералы. Т. 3. М., «Мир», 1966.
- И н г е р с о н Э. Методы и проблемы геологической термометрии. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., 1957.
- П е р ч у к Л. Л. Равновесие породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.
- С а ф р о н о в а Г. П. Химические особенности биотита в пегматитах Северной Карелии. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1969, вып. 6.
- С о к о л о в Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., «Наука», 1970.
- С о л о д о в Н. А. Использование редких элементов-примесей при поисках и оценке редкометальных месторождений. — В кн.: Редкие элементы — сырье и экономика, вып. 2. М., 1971.
- Ф е р с м а н А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Ф е р с м а н А. Е. Пегматиты. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Ч у х р о в Ф. В. Некоторые вопросы типоморфизма минералов. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972.
- Ш м а к и н Б. М. Типохимические особенности главных минералов мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Ш м а к и н Б. М., М а к р ы г и н а В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. М., «Наука», 1969.
- Ш у р к и н К. А., Г о р л о в А. В., С а л ь е М. Е., Д у к В. Л., Н и к и т и н Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1962, вып. 14.
- Ш и п ц о в В. В. Особенности условий образования и специфика пегматитов мусковитово-редкометальной формации центральной части Западного Беломорья. — Тезисы докладов на Всесоюзной теоретической конференции «Геология и генезис мусковитовых пегматитов», Л., 1973.

В. Я. Мейльбаум, А. Б. Наливкин

### ХИМИЗМ МУСКОВИТА ПЕГМАТИТОВ — ИНДИКАТОР ВНЕШНИХ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Изучению химизма мусковитов пегматитовых жил посвящено большое количество работ. В основном они касаются распределения элементов-примесей и некоторых аксессуарных и рассеянных элементов в мусковитах (Ahrens, Liebenberg, 1945; Ahrens, Liebenberg, 1950; Белянкина и др., 1958; Болдырев, 1937; Berggen, 1941; Борисенок, Рябчиков, 1962; Боровик, 1937; Боровик, Соседко, 1937; Боровик-Романова, Соседко, 1957; Гинзбург, 1957; Глебов, 1971; Григорьев, 1935; Жедваб, 1958; Карский, Толстой, 1959; Кузьменко, 1961; Куфтырева и др., 1966; Лабунцов, 1939;



Мануйлова и др., 1966; Никитин, 1953; Одикадзе, 1958, 1960; Рябчиков, Соловьева, 1961; Сафронова, 1966а, 1966б; Сердюченко, 1948; Stevens, Schaller, 1942; Федотьев, Хвостова, 1960; Ферсман, 1931; Шмакин, 1963; Шмакин, Макрыгина, 1969; Шмакин, 1971; Шуркин и др., 1962). Ряд авторов приводит классификации слюд, их химическую конституцию и кристаллохимическую структуру, частично рассматривая и мусковиты (Белянкина и др., 1958; Болдырев, 1937; Гинзбург, 1957; Григорьев, 1935; Сердюченко, 1948). Данные по химизму главных элементов мусковитов ограничены и частично освещены в работах Б. Е. Карского и А. И. Толстого (1959), А. Н. Лабунцова (1939), В. Д. Никитина (1953), А. Е. Ферсмана (1931), Б. М. Шмакина (1971), К. А. Шуркина и др. (1962). Термическое изучение образцов мусковита из пегматитовой жилы Восточных Саян проводили К. М. Федотьев и В. А. Хвостова (1960). Рентгеновским изучением слюд группы мусковита занимались В. И. Михеев (1954), Е. П. Соколова (1963) и др. В. И. Михеев (1954) изучал влияние изоморфного замещения на дебаеграммы слюд. Им приведены эталонные дебаеграммы минералов мусковитовой серии, а также отмечено, что Al в октаэдрических слоях изоморфно замещается двухвалентными катионами Mg и Fe. Кроме того, октаэдрические позиции Al могут быть заняты трехвалентным железом, а иногда и одновалентным Li. Кремний в тетраэдрических слоях обычно на 25% замещается алюминием. Е. П. Соколова (1963) приводит характеристики дифракционных картин слюд группы мусковита, различающихся составом и строением; выделяет структурные диагностические признаки отдельных разновидностей мусковита; дает схему рентгеновской диагностики слюд данной группы и в том числе мусковита; отмечает, что изменение рентгеновских констант увязывается с изменением состава слюд и условиям их образования.

Для установления изменений химического состава и структуры мусковитов слюдоносных и бесслюдных пегматитовых жил и возможности использования таковых в качестве критерия для поисков и оценки слюдоносных жил выполнено 139 анализов мусковитов в химической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР и использован аналитический материал (36 анализов мусковитов), содержащийся в монографиях и статьях (Белянкина и др., 1958; Борисов, 1948; Бунтин, 1940; Шуркин и др., 1962).

Анализированные в химической лаборатории Института геологии мусковиты были отобраны из пегматитов различного типа Чупино-Лоухского пегматитового поля, Кольского полуострова, Выгостровского и Мамского пегматитовых районов.

Пегматитовые жилы Чупино-Лоухского района залегают в разных по составу и возрасту гнейсах беломорской серии, расчленяющейся на чупинскую и лоухскую, хетолабинскую и керетскую свиты (Шуркин и др., 1962).

О возрасте и стратиграфии беломорской серии, а также терминологии (свита, толща), количестве стратиграфических единиц (3—8), последовательности их в разрезе имеются различные мнения. К настоящему времени в основном сложились три различных представления о стратиграфии, структуре и тектоническом строении пегматитовой провинции.

Е. П. Чуйкина, Л. В. Калафати, Н. В. Горлов и другие отмечают моноклинальное залегание беломорской серии при смене снизу вверх чупинской свиты хетолабинской и далее керетской. Возраст беломорид, по Н. В. Горлову (1967), верхнеархейско-нижнепротерозойский.

По К. А. Шуркину и др. (1962), беломорская серия слагает синклинальную структуру, в ядре которой располагаются гнейсы чупинской свиты, перекрывающие хетолабинскую свиту, в свою очередь сменяющуюся вниз по разрезу керетской свитой. Согласно К. А. Шуркину (1962), район Беломорья — это единая архейская геосинклинальная зона, где складкообразование происходило в течение одной эпохи. По мнению М. М. Сте-



наря (1973), беломориды — это сложная, подвергшаяся неоднократной метаморфической и тектонической переработке толща.

Для керетской свиты характерны керамические пегматитовые жилы. Породы этой свиты представлены главным образом мелкозернистыми биотитовыми и эпидот-биотитовыми гнейсами, а также гранито-гнейсами.

В пределах хетолаамбинской свиты отмечаются поля комплексных пегматитов (Борисов, 1948). Свита сложена в основном биотитовыми, роговообманково-биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, содержащими в различном количестве эпидот.

Слюдяные жилы приурочены главным образом к породам чупинской свиты. Залегают они в гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсах. Высокоглиноземистые гнейсы различных месторождений чупинской свиты имеют близкий химический состав, а эпидотсодержащие биотит-амфиболовые гнейсы хетолаамбинской свиты отличаются от гнейсов чупинской свиты большим содержанием натрия, окисного железа и кальция (Сафронова, 1968).

Изменение химического состава вмещающих и подстилающих пегматит гнейсов разных свит влияет и на химический состав пегматитов, а также и их минералов (Вохменцев, 1971; Коржинский, 1956, 1957, 1960, 1962; Никитин, 1950, 1953; Салье, 1963; Сафронова, 1966а, 1966б, 1968; Шмакин, 1963; Шуркин, Салье, 1960, и др.).

Все химические анализы пересчитаны на кристаллохимические формулы катионным методом, где за основу пересчета анализов мусковитов принимается количество катионов, находящихся в тетраэдрической и октаэдрической координациях (Борнеман-Старынкевич, 1964). Кристаллохимические формулы в данной статье приведены полностью для всех анализированных мусковитов (см. таблицу).

Теоретический состав мусковитов дается по Борнеман-Старынкевич (1964):  $K(Al, Fe, Mg)_2(Si, Al)_4(O, OH)_{12}$ .

Цифры пересчета анализов укладываются в теоретическую формулу состава мусковита. Соотношение катионов в тетраэдрической и октаэдрической группах соответствует теоретическому (коэффициент при элементах октаэдрической координации равен двум, а при элементах тетраэдрической координации — четырем). Вода не всегда точно укладывается в приведенные формулы мусковитов. Часто отмечается некоторый избыток  $H_2O^+$  ввиду того, что в потери при прокаливании кроме  $H_2O^+$  входят еще и  $CO_2$ , S, Cl, F и т. д.

Аналитические данные мусковитов обработаны с использованием диаграмм парных корреляций элементов и других диаграмм, применяемых в петрологии метаморфических пород (Коржинский, 1963; Кориковский, 1966, 1967; Соболев, 1949, 1950, и др.).

При обработке анализов мусковитов выявлены некоторые систематические закономерности в их составе. Наиболее четкое отличие в химизме мусковитов отмечается в различных типах пегматитов. Так, мусковиты комплексных пегматитов отличаются от слюдяных в целом заметно меньшим содержанием Al и большим содержанием Fe, Si,  $f_0$  (см. таблицу). Еще более резко это отличие отмечается при сравнении мусковитов из пегматитов керетской и чупинской свит. Первые характеризуются наибольшим содержанием Fe, Si,  $f_0$ , Ti, Mg и наименьшим Al (особенно в октаэдрической позиции).

Глиноземистость является одним из основных признаков различия мусковитов слюдоносных, комплексных и керамических жил. На диаграмме  $a_{IV} - a_{VI}$  (рис. 1) наблюдается три четко различных поля — I, II и III. В поле I ложатся богатые глиноземом шестерной координации ( $a_{VI} = 82 - 94$ ) мусковиты слюдоносных жил, залегающих в породах чупинской свиты. Мусковиты из бедных или практически бесслюдных жил, залегающих в породах более богатых CaO, типа гранат-биотит-амфиболовых гнейсов, эпидот-биотит-амфиболовых гнейсов, амфибололизированных



габбро-норитов, плеохроирующие в зеленых или слабо зеленовато-коричневатых тонах, ложатся в поле II ( $a_{VI}=72-81$ ) и мусковиты керамических пегматитов располагаются в поле III ( $a_{VI}=62.5-68$ ). Интересно, что слюды поля II имеют преимущественно зеленый или зеленовато-коричневый цвет, а слюды поля I — рубиновый, коричневый и красновато-коричневый цвет.

Подчеркнем, что глиноземистость мусковитов слюдоносных пегматитовых жил возрастает за счет Al в шестерной координации.

При образовании промышленного мусковита, очевидно, была среда, обогащенная  $Al_2O_3$  и относительно обедненная Mg, Fe и Ti. Кроме того, увеличение глиноземистости мусковитов слюдоносных жил за счет  $Al_{VI}$  указывает и на другие различия физико-химической обстановки формирования мусковита в слюдоносных и других типах пегматитовых жил. Действительно, увеличению координации алюминия благоприятствует понижение температуры, увеличение давления и увеличение кислотности. Наиболее важным фактором при этом, очевидно, было увеличение кислотности при формировании мусковита слюдоносных пегматитов. Учитывая, что мусковит образуется в результате гидролиза полевых шпатов при относительно уменьшении pH, можно считать, что это благоприятствует гидролизу, т. е. процессу образования мусковита и увеличению концентрации в пегматитах мусковита.

Различие в содержании глинозема в шестерной координации в мусковитах слюдоносных и бесслюдных жил может служить в качестве одного из критериев для оценки слюдоносных жил.

При рассмотрении диаграммы  $a_{VI}-F_{общ}$  мусковитов (рис. 2) также четко выделяются три поля (I—III).

В слюдоносных жилах интервал глиноземистости мусковита  $a_{VI}=80-95$ ,  $F_{общ}=41-86$ . В комплексных жилах интервал глино-

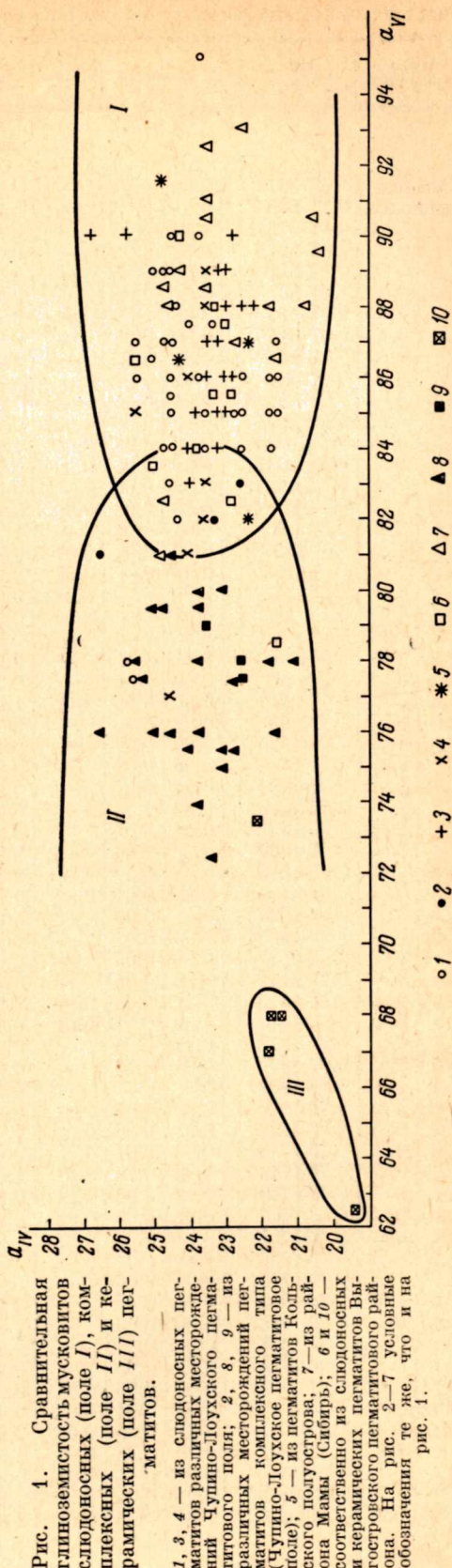


Рис. 1. Сравнительная глиноземистость мусковитов слюдоносных (поле I), комплексных (поле II) и керамических (поле III) пегматитов.

1, 3, 4 — из слюдоносных пегматитов различных месторождений Чуйно-Тоуского пегматитового поля; 2, 8, 9 — из различных месторождений типа пегматитов комплексного типа (Чуйно-Тоуское пегматитовое поле); 5 — из пегматитов Кольского полуострова; 7 — из района Мама (Сибирь); 6 и 10 — соответственно из слюдоносных и керамических пегматитов Выгостровского пегматитового района. На рис. 2—7 условные обозначения рис. 1.



## Кристаллохимические формулы и характеристика химизма мусковитов

Место-рождения	Номер образца	K	Na	Ca	Σ	Al <sub>VI</sub>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Mn	Ti	Σ
Северная												
Место-рождение 1	T-537	0.89	0.07	—	0.96	1.71	0.04	0.07	0.16	—	0.02	2.00
	T-545	0.88	0.05	—	0.93	1.73	0.05	0.07	0.13	—	0.02	2.00
	T-570	0.89	0.06	—	0.95	1.72	0.06	0.06	0.13	0.01	0.02	2.00
	T-587	0.88	0.05	—	0.93	1.70	0.06	0.07	0.15	—	0.02	2.00
	T-551	0.89	0.05	—	0.94	1.73	0.05	0.07	0.13	—	0.02	2.00
	T-567	0.87	0.05	—	0.92	1.71	0.05	0.08	0.14	—	0.02	2.00
	T-510	0.88	0.07	0.01	0.96	1.72	0.05	0.06	0.15	0.01	0.01	2.00
	T-514	0.90	0.05	—	0.95	1.72	0.06	0.06	0.15	—	0.01	2.00
	T-544	0.89	0.07	—	0.96	1.72	0.04	0.07	0.15	—	0.02	2.00
	T-528	0.91	0.07	—	0.98	1.72	0.06	0.06	0.14	—	0.02	2.00
	T-582	0.91	0.05	—	0.96	1.74	0.06	0.05	0.13	—	0.02	2.00
	C-152-10г	0.85	0.09	0.003	0.94	1.71	0.06	0.06	0.16	0.001	0.02	2.01
	C-151-11г	0.92	0.07	0.01	1.00	1.70	0.06	0.06	0.16	0.002	0.02	2.00
	C-152-15г	0.87	0.06	0.004	0.93	1.68	0.06	0.08	0.16	0.002	0.02	2.00
	C-212-11г	0.93	0.06	—	0.99	1.72	0.07	0.05	0.19	0.004	0.02	2.05
	C-212-14г	0.88	0.08	0.002	0.96	1.69	0.09	0.05	0.16	0.001	0.02	2.01
	325	0.94	0.06	—	1.00	1.56	0.15	0.11	0.16	—	0.02	2.00
	329	0.89	0.01	0.01	0.91	1.55	0.16	0.11	0.15	0.01	0.02	2.00
	415	0.91	—	0.01	0.92	1.81	0.11	0.04	0.04	—	—	2.00
	434	0.95	—	0.01	0.96	1.64	0.14	0.06	0.14	—	0.02	2.00
	12	0.93	—	0.01	0.94	1.75	0.12	0.04	0.07	—	0.02	2.00
	3	0.95	—	—	0.95	1.76	0.12	0.05	0.06	—	0.01	2.00
	333	0.91	—	—	0.91	1.73	0.13	0.07	0.06	—	0.01	2.00
	16	0.90	—	—	0.90	1.71	0.14	0.08	0.07	—	—	2.00
	19	0.96	0.06	0.01	1.03	1.75	0.11	0.05	0.08	—	0.01	2.00
	T-999	0.87	0.08	—	0.95	1.73	0.07	0.05	0.15	—	—	2.00
	T-1526	0.89	0.07	—	0.96	1.80	0.08	0.05	0.07	—	—	2.00
	T-1529	0.88	0.07	—	0.95	1.79	0.07	0.05	0.08	—	0.01	2.00
	T-1594	0.91	0.07	—	0.98	1.78	0.07	0.06	0.08	—	0.01	2.00
	T-1510	0.89	0.07	—	0.96	1.78	0.06	0.06	0.09	—	0.01	2.00
	T-1531	0.91	0.07	—	0.98	1.78	0.08	0.06	0.08	—	—	2.00
	T-1889	0.92	0.06	—	0.98	1.70	0.09	0.05	0.13	—	0.03	2.00
	T-1895	0.91	0.07	—	0.98	1.68	0.11	0.04	0.14	0.01	0.02	2.00
	T-1895a	0.85	0.07	0.05	0.97	1.74	0.08	0.06	0.10	0.01	0.01	2.00
	T-1824	0.91	0.06	—	0.97	1.79	0.09	0.04	0.07	—	0.01	2.00
	T-1826	0.90	0.06	—	0.96	1.70	0.09	0.05	0.14	—	0.02	2.00
	T-2142	0.88	0.05	—	0.95	1.70	0.09	0.06	0.13	—	0.01	2.00
	T-2141	0.88	0.05	—	0.93	1.74	0.09	0.07	0.09	—	0.01	2.00
	T-1812	0.87	0.06	0.01	0.94	1.72	0.08	0.07	0.11	0.01	0.01	2.00
	T-1810	0.89	0.07	0.01	0.97	1.68	0.08	0.07	0.15	—	0.02	2.00
	T-1872	0.91	0.06	—	0.97	1.71	0.08	0.06	0.13	0.01	0.01	2.00
	T-1879	0.91	0.06	—	0.97	1.72	0.08	0.05	0.12	0.01	0.02	2.00
	T-1880	0.91	0.06	—	0.97	1.68	0.09	0.06	0.14	0.01	0.02	2.00
	T-1926	0.90	0.09	—	0.99	1.74	0.06	0.06	0.13	—	0.01	2.00
	T-1741	0.93	0.06	0.01	1.00	1.70	0.09	0.06	0.13	—	0.02	2.00
	T-1740	0.90	0.07	0.02	0.99	1.73	0.09	0.07	0.10	—	0.01	2.00
	T-1746	0.95	0.06	0.01	1.02	1.73	0.04	0.06	0.10	0.01	0.01	2.00
	T-1750	0.92	0.06	0.01	0.99	1.72	0.10	0.06	0.10	0.01	0.01	2.00
	T-1760	0.92	0.05	0.02	0.99	1.71	0.09	0.06	0.12	0.01	0.01	2.00
	T-1721	0.88	0.06	0.02	0.96	1.70	0.06	0.07	0.15	—	0.02	2.00
	T-1722	0.88	0.07	0.01	0.96	1.70	0.07	0.06	0.15	—	0.02	2.00
	T-1775	0.90	0.06	—	0.96	1.68	0.10	0.07	0.14	—	0.01	2.00
	T-1849	0.91	0.07	—	0.98	1.77	0.10	0.05	0.08	—	—	2.00
	T-1903	0.90	0.06	—	0.96	1.69	0.08	0.05	0.15	0.01	0.02	2.00
	T-1908	0.91	0.06	—	0.97	1.65	0.11	0.04	0.17	0.01	0.02	2.00
	T-1813	0.92	0.05	—	0.97	1.77	0.08	0.05	0.08	0.01	0.01	2.00
	T-1918	0.90	0.06	0.01	0.97	1.70	0.07	0.06	0.15	—	0.02	2.00
Место-рождение 2	C-545-в	0.72	0.24	0.02	0.98	1.68	0.11	0.07	0.13	—	0.02	2.01
	C-564	0.77	0.09	0.04	0.90	1.66	0.12	0.07	0.14	—	0.01	2.00
	C-7806-1	0.73	0.26	0.01	1.00	1.74	0.09	0.08	0.08	—	0.003	1.99
	C-801	0.84	0.11	0.01	0.96	1.71	0.11	0.09	0.10	—	—	2.01
	C-960г-5-2	0.84	0.04	0.01	0.89	1.80	0.11	0.04	0.05	—	0.01	2.01
	C-960г-5-1	0.81	0.06	0.01	0.88	1.79	0.06	0.06	0.06	0.02	0.01	2.00

## Карелия

2.99	1.01	4.00	9.70	0.30	10.0	1.99	0.01	2.00	41.0	30.0	36.3	86.0	25.0	2.09
3.00	1.00	4.00	9.71	0.29	10.0	1.99	0.01	2.00	48.0	35.0	41.7	87.0	25.0	1.81
3.00	1.00	4.00	9.73	0.27	10.0	1.99	0.01	2.00	48.0	32.0	50.0	86.0	25.0	1.79
3.00	1.00	4.00	9.69	0.31	10.0	1.99	0.01	2.00	46.0	32.0	46.2	85.0	25.0	1.84
3.01	0.99	4.00	9.73	0.27	10.0	—	—	2.00	48.0	35.0	41.7	87.0	25.0	1.81
2.97	1.03	4.00	9.65	0.35	10.0	1.99	0.01	2.00	48.0	36.0	38.5	86.0	26.0	1.79
2.98	1.02	4.00	9.72	0.28	10.0	1.99	0.01	2.00	42.0	29.0	45.4	86.0	26.0	2.04
2.99	1.01	4.00	9.72	0.28	10.0	1.99	0.01	2.00	44.0	29.0	50.0	86.0	25.0	1.95
2.98	1.02	4.00	9.70	0.30	10.0	1.99	0.01	2.00	44.0	32.0	36.3	86.0	26.0	1.95
3.02	0.98	4.00	9.78	0.22	10.0	—	—	2.00	46.0	30.0	50.0	86.0	25.0	1.87
3.00	1.00	4.00	9.76	0.24	10.0	1.99	0.01	2.00	46.0	28.0	54.5	87.0	25.0	1.89
3.07	0.93	4.00	9.85	0.15	10.0	2.00	—	2.00	43.0	27.0	50.0	85.0	23.2	1.97
3.06	0.94	4.00	9.84	0.16	10.0	2.00	—	2.00	43.0	27.0	50.0	85.0	24.0	1.97
3.06	0.94	4.00	9.78	0.22	10.0	2.00	—	2.00	47.0	33.0	42.9	84.0	24.0	1.78
3.09	0.91	4.00	9.85	0.15	10.0	2.00	—	2.00	48.0	28.0	58.3	86.0	26.0	1.79
3.05	0.95	4.00	9.82	0.18	10.0	2.00	—	2.00	47.0	24.0	64.3	84.0	24.0	1.78
2.95	1.05	4.00	9.66	2.34	12.0	—	—	—	61.2	40.7	57.7	78.0	26.2	1.26
2.96	1.04	4.00	9.59	2.41	12.0	—	—	—	64.3	42.3	61.5	77.5	26.0	1.21
3.03	0.97	4.00	9.88	2.12	12.0	—	—	—	78.9	50.0	73.3	95.0	24.2	1.20
3.01	0.99	4.00	9.76	2.24	12.0	—	—	—	58.8	30.0	70.0	82.0	24.8	1.39
3.05	0.95	4.00	9.87	2.13	12.0	—	—	—	69.6	36.4	75.0	87.5	23.8	1.25
3.01	0.99	4.00	9.88	2.12	12.0	—	—	—	73.9	45.5	70.6	88.0	24.9	1.19
2.98	1.02	4.00	9.75	2.25	12.0	—	—	—	76.9	53.8	65.0	86.5	25.5	1.12
3.00	1.00	4.00	9.75	2.25	12.0	—	—	—	75.9	53.3	63.6	85.5	25.0	1.12
3.02	0.98	4.00	9.92	2.08	12.0	—	—	—	66.7	38.5	68.7	87.5	24.5	1.31
2.97	1.03	4.00	9.72	0.28	10.0	1.99	0.01	2.00	44.0	25.0	58.3	87.0	26.0	1.97
3.01	0.99	4.00	9.75	0.25	10.0	1.99	0.01	2.00	65.0	42.0	61.5	90.0	25.0	1.38
3.03	0.97	4.00	9.84	0.16	10.0	1.99	0.01	2.00	60.0	38.0	58.3	90.0	24.2	1.50
2.99	1.01	4.00	9.82	0.18	10.0	—	—	2.00	60.5	41.3	53.8	87.0	25.2	1.43
2.99	1.01	4.00	9.79	0.21	10.0	1.99	0.01	2.00	57.0	40.0	50.0	89.0	25.2	1.56
2.98	1.02	4.00	9.82	0.18	10.0	—	—	2.00	64.0	43.0	57.1	89.0	25.5	1.39
3.00	1.00	4.00	9.77	0.23	10.0	—	—	2.00	52.0	28.0	64.3	85.0	25.0	1.63
2.99	1.01	4.00	9.76	0.24	10.0	1.99	0.01	2.00	52.0	22.0	73.3	84.0	25.2	1.61
3.00	1.00	4.00	9.84	2.16	12.0	—	—	—	58.0	36.0	57.1	87.0	25.0	1.50
3.02	0.98	4.00	9.87	2.13	12.0	—	—	—	65.0	36.0	69.2	90.0	25.0	1.38
3.01	0.99	4.00	9.76	2.24	12.0	—	—	—	50.0	26.0	64.2	85.0	25.0	1.70
3.00	1.00	4.00	9.74	0.26	10.0	—	—	2.00	54.0	32.0	60.0	85.0	25.0	1.57
2.97	1.03	4.00	9.83	0.17	10.0	—	—	2.00	64.0	44.0	56.2	87.0	26.0	1.36
3.10	0.90	4.00	9.85	0.15	10.0	—	—	2.00	58.0	39.0	53.3	86.0	23.0	1.48
3.10	0.90	4.00	9.83	0.17	10.0	—	—	2.00	50.0	32.0	53.3	84.0	23.0	1.64
3.02	0.98	4.00	9.74	2.26	12.0	—	—	—	52.0	32.0	57.1	86.0	23.0	1.65
3.03	0.97	4.00	9.80	2.20	12.0	—	—	—	52.0	30.0	61.5	86.0	24.2	1.65
3.02	0.98	4.00	9.72	2.28	12.0	—	—	—	51.7	30.0	60.0	84.0	25.0	1.63
2.99	1.01	4.00	9.78	0.22	10.0	1.99	0.01	2.00	48.0	32.0	50.0	87.0	25.2	1.81
3.13	0.87	4.00	9.93	0.07	10.0	—	—	2.00	54.0	32.0	60.0	85.0	22.0	1.57
3.12	0.88	4.00	9.95	0.05	10.0	—	—	2.00	62.0	41.0	56.2	87.0	22.0	1.40
3.14	0.86	4.00	9.99	0.01	10.0	—	—	2.00	50.0	38.0	40.0	87.0	22.0	1.74
3.11	0.89	4.00	9.93	0.07	10.0	—	—	2.00	62.0	38.0	62.5	86.0	22.2	1.38
3.12	0.88	4.00	9.94	0.06	10.0	—	—	2.00	56.0	33.0	60.0	86.0	22.0	1.53
3.11	0.89	4.00	9.83	0.17	10.0	—	—	2.00	52.0	32.0	46.1	85.0	22.2	1.63
3.09	0.91	4.00	9.83	0.17	10.0	—	—	2.00	46.0	29.0	53.8	85.0	23.0	1.84
3.11	0.89	4.00	9.85	0.15	10.0	—	—	2.00	55.0	33.0	58.8	84.0	22.2	1.53
3.02	0.98	4.00	9.87	2.13	12.0	—	—	—	65.0	38.0	66.7	89.0	25.0	1.36
3.01	0.99	4.00	9.74	2.26	12.0	—	—	—	46.0	25.0	61.5	85.0	25.0	1.84
3.00	1.00	4.00	9.73	0.27	10.0	1.99	0.01	2.00	47.0	19.0	73.3	83.0	25.0	1.77
3.01	0.99	4.00	9.83	2.17	12.0	—	—	—	62.0	38.0	61.5	89.0	25.0	1.43
3.04	0.96	4.00	9.79	2.21	12.0	—	—	—	46.0	29.0	53.8	85.0	24.0	1.84
3.04	0.96	4.00	9.87	2.13	12.0	—	—	—	58.0	35.0	61.1	87.0	24.0	1.52
3.02	0.98	4.00	9.76	2.24	12.0	—	—	—	58.0	33.0	63.1	83.0	24.5	1.43
3.05	0.95	4.00	9.90	2.10	12.0	—	—	—	68.0	50.0	52.9	87.0	23.7	1.28
3.03	0.97	4.00	9.84	2.16	12.0	—	—	—	67.0	47.0	55.0	85.0	24.3	1.27
2.95	1.05	4.00	9.78	2.22	12.0	—	—	—	67.0	50.0	50.0	90.0	27.3	1.32
2.91	1.09	4.00	9.66	2.34	12.0	—	—	—	72.0	44.0	73.3	90.0	26.3	1.25



Место- рождения	Номер образца	K	Na	Ca	Σ	Al <sub>VI</sub>	Fe <sup>+3</sup>	Fe <sup>+2</sup>	Mg	Mn	Ti	Σ
Место- рождение 2	C-562-а	0.77	0.11	0.03	0.91	1.68	0.10	0.05	0.14	0.0004	0.02	1.99
	C-562-в	0.79	0.09	0.02	0.90	1.71	0.11	0.09	0.08	0.003	0.003	2.00
	C-562-б	0.79	0.08	0.02	0.89	1.70	0.14	0.08	0.07	0.004	0.01	2.00
	C-525-а	0.84	0.12	0.02	0.98	1.70	0.09	0.07	0.14	—	0.02	2.02
	C-525-б	0.75	0.23	0.02	1.00	1.78	0.09	0.10	0.03	—	0.03	2.03
	C-219-10г	0.90	0.08	0.01	0.99	1.78	0.08	0.05	0.10	0.004	0.01	2.02
	C-169-4г	0.84	0.08	0.02	0.94	1.75	0.07	0.06	0.11	0.001	0.01	2.00
	C- 97-7г	0.84	0.09	0.004	0.93	1.75	0.06	0.07	0.11	0.001	0.01	2.00
	C- 97-17г-2	0.84	0.09	0.01	0.94	1.72	0.06	0.07	0.12	—	0.03	2.00
	C-187-3г	0.86	0.10	—	0.96	1.77	0.07	0.06	0.11	—	0.01	2.01
	C-187-9г	0.85	0.10	0.04	0.99	1.75	0.08	0.05	0.10	0.002	0.01	1.99
	C-169-11г	0.81	0.12	0.003	0.93	1.78	0.06	0.04	0.11	—	0.01	2.00
	C-187-8г	0.91	0.10	0.01	1.02	1.77	0.09	0.04	0.09	0.001	0.01	2.00
	C-219-9г	0.84	0.11	0.02	0.97	1.78	0.07	0.04	0.11	—	0.004	2.00
	C-99-10г	0.85	0.08	—	0.93	1.73	0.08	0.07	0.11	0.001	0.01	2.00
	C-182-13г	0.84	0.12	0.02	0.98	1.76	0.07	0.05	0.10	0.002	0.004	1.98
	C-192-3г	0.85	0.08	0.01	0.94	1.70	0.07	0.06	0.15	0.002	0.02	2.00
	C-218-4г	0.90	0.08	—	0.98	1.73	0.07	0.06	0.12	0.002	0.02	2.00
	C-120-9г	0.86	0.08	—	0.94	1.72	0.07	0.06	0.14	0.002	0.01	2.00
	C-218-7г—1	0.92	0.08	—	1.00	1.78	0.10	0.06	0.04	0.004	0.004	1.99
	C-218-7г—2	0.90	0.09	0.008	1.00	1.78	0.08	0.08	0.07	0.004	0.008	2.01
Место- рождение 2	C- 88-10г	0.85	0.08	0.02	0.95	1.69	0.07	0.07	0.15	—	0.02	2.00
	C- 93-5г	0.84	0.08	0.004	0.96	1.69	0.09	0.06	0.14	0.0004	0.02	2.00
	C- 87-13г—2	0.82	0.08	0.004	0.90	1.68	0.07	0.06	0.16	0.002	0.03	2.00
	K-1973	0.87	0.05	—	0.92	1.71	0.09	0.08	0.10	0.01	0.01	2.00
	K-1946	0.84	0.06	—	0.90	1.70	0.06	0.06	0.15	0.01	0.02	2.00
	K-1935	0.90	0.07	0.01	0.98	1.73	0.07	0.05	0.12	0.01	0.02	2.00
	K-1938	0.88	0.07	—	0.95	1.73	0.04	0.07	0.14	—	0.02	2.00
	K-1940	0.87	0.06	—	0.94	1.72	0.06	0.07	0.14	—	0.01	2.00
	K-9	0.91	0.07	—	0.98	1.72	0.09	0.05	0.13	—	0.01	2.00
	C-144-4г—2	0.84	0.09	0.01	0.94	1.70	0.07	0.08	0.13	0.002	0.02	2.00
Место- рождение 3	C-137-6г	0.83	0.10	0.004	0.93	1.74	0.08	0.07	0.11	0.002	0.01	2.01
	C-196-7г	0.88	0.09	0.004	0.97	1.76	0.12	0.07	0.04	—	0.004	1.99
	C-196-14г	0.86	0.08	—	0.94	1.78	0.11	0.05	0.05	0.002	0.004	2.00
	C-144-1г—2	0.87	0.09	0.003	0.96	1.70	0.08	0.07	0.14	—	0.02	2.01
	C-734	0.84	0.12	0.01	0.97	1.66	0.09	0.11	0.13	—	0.01	2.00
	C-708а—2	0.85	0.13	0.01	0.99	1.62	0.11	0.09	0.14	0.01	0.03	2.00
	K-1953	0.90	0.04	—	0.94	1.54	0.19	0.07	0.17	—	0.03	2.00
	2	0.89	0.18	—	1.07	1.64	0.13	0.05	0.15	0.01	0.02	2.00
	C-524а—2	0.92	0.08	0.004	1.00	1.65	0.16	0.06	0.10	0.01	0.02	2.00
	C-524а—1	0.80	0.04	0.004	0.84	1.62	0.11	0.07	0.16	0.01	0.03	2.00
Место- рождение 4	3-(63а)	0.91	0.08	0.01	1.00	1.80	0.08	0.07	0.05	—	—	2.00
	Б-52	0.90	0.06	—	0.96	1.76	0.11	0.07	0.05	—	0.01	2.00
	Б-63	0.89	0.06	0.02	0.97	1.76	0.10	0.07	0.06	—	0.01	2.00
	3-(76)	0.90	0.07	—	0.97	1.74	0.08	0.07	0.11	—	—	2.00
	Б-79	0.91	0.05	—	0.96	1.71	0.08	0.11	0.09	—	0.01	2.00
	Б-54	0.91	0.06	—	0.97	1.71	0.14	0.10	0.04	—	0.01	2.00
	Б-56	0.90	0.06	0.01	0.97	1.65	0.15	0.11	0.08	—	0.01	2.00
	3-(58)	0.92	0.07	—	0.99	1.68	0.13	0.08	0.10	—	0.01	2.00
	Б-77	0.90	0.07	—	0.97	1.68	0.21	0.05	0.05	—	0.01	2.00
	Б-60	0.91	0.05	—	0.96	1.57	0.20	0.07	0.14	—	0.02	2.00
Место- рождение 5	339 И	0.82	0.09	0.02	0.93	1.76	0.10	0.06	0.05	—	0.03	2.00
	335 И	0.85	0.06	0.02	0.93	1.73	0.10	0.04	0.11	—	0.02	2.00
	331 И	0.80	0.12	—	0.92	1.85	0.08	0.01	0.03	—	0.03	2.00
	158 И	0.83	0.04	0.01	0.88	1.76	0.08	0.05	0.09	—	0.02	2.00
	159 И	0.85	0.05	0.03	0.93	1.76	0.08	0.03	0.12	—	0.01	2.00
	31 И	0.76	0.12	0.02	0.90	1.86	0.07	0.01	0.06	—	—	2.00
	348 И	0.81	0.09	—	0.90	1.82	0.05	0.05	0.05	—	0.03	2.00
	291 И	0.80	0.20	—	1.00	1.81	0.15	0.01	0.01	—	0.02	2.00
	339 И	0.82	0.09	0.02	0.93	1.76	0.10	0.06	0.05	—	0.03	2.00
	335 И	0.85	0.06	0.02	0.93	1.73	0.10	0.04	0.11	—	0.02	2.00

Сибирь, Мам

Si <sub>IV</sub>	Al <sub>IV</sub>	Σ	O	OH	Σ	OH	F	Σ	F <sub>общ</sub>	f	f <sub>0</sub>	a <sub>VI</sub>	a <sub>IV</sub>	a <sub>VI</sub> F <sub>общ</sub>
3.02	0.98	4.00	9.77	2.23	12.0	—	—	—	52.0	27.0	66.6	84.0	24.5	1.61
3.00	1.00	4.00	9.72	2.18	12.0	—	—	—	71.0	53.0	55.0	87.0	25.0	1.22
3.02	0.98	4.00	9.77	2.23	12.0	—	—	—	73.0	53.0	57.8	86.0	24.0	1.18
3.08	0.92	4.00	9.88	2.12	12.0	—	—	—	53.0	33.0	56.2	84.0	23.0	1.58
3.06	0.94	4.00	9.98	2.02	12.0	—	—	—	86.0	77.0	47.4	88.0	23.5	1.02
3.08	0.92	4.00	9.99	2.01	12.0	—	—	—	57.0	33.0	61.5	88.0	23.0	1.54
3.04	0.96	4.00	9.70	2.30	12.0	—	—	—	54.0	35.0	53.8	87.0	24.0	1.61
3.05	0.95	4.00	9.82	2.18	12.0	—	—	—	54.0	39.0	46.2	87.0	23.7	1.61
3.06	0.94	4.00	9.79	2.21	12.0	—	—	—	52.0	37.0	46.2	86.0	23.5	1.65
3.09	0.91	4.00	9.74	2.26	12.0	—	—	—	54.0	35.0	53.8	88.0	22.7	1.63
3.08	0.92	4.00	9.96	2.04	12.0	—	—	—	57.0	33.0	61.5	88.0	23.0	1.54
3.06	0.94	4.00	9.85	2.15	12.0	—	—	—	48.0	27.0	60.0	89.0	23.5	1.85
3.08	0.92	4.00	9.97	2.03	12.0	—	—	—	59.0	31.0	69.2	88.0	23.0	1.49
3.05	0.95	4.00	9.89	2.11	12.0	—	—	—	50.0	27.0	63.6	89.0	23.7	1.78
3.00	1.00	4.00	9.76	2.24	12.0	—	—	—	58.0	39.0	53.3	86.0	25.0	1.48
3.10	0.90	4.00	9.99	2.01	12.0	—	—	—	55.0	33.0	58.3	89.0	23.5	1.62
3.05	0.95	4.00	9.81	2.11	12.0	—	—	—	46.0	29.0	53.8	85.0	23.7	1.84
3.07	0.93	4.00	9.89	2.11	12.0	—	—	—	52.0	33.0	53.8	86.0	23.3	1.65
3.04	0.96	4.00	9.75	2.25	12.0	—	—	—	48.0	30.0	53.8	86.0	24.0	1.79
3.07	0.94	4.00	9.94	2.06	12.0	—	—	—	80.0	60.0	62.5	90.0	23.3	1.50
3.06	0.93	4.00	9.90	2.10	12.0	—	—	—	70.0	50.0	50.0	88.0	23.5	1.76
3.06	0.94	4.00	9.83	2.17	12.0	—	—	—	48.0	38.0	50.0	85.0	23.5	1.77
3.04	0.96	4.00	9.80	2.20	12.0	—	—	—	52.0	30.0	60.0	84.0	24.0	1.61
3.05	0.95	4.00	9.77	2.23	12.0	—	—	—	45.0	27.0	53.8	84.0	23.7	1.87
2.98	1.02	4.00	9.70	0.30	10.0	—	—	2.00	63.0	44.0	52.9	86.0	26.0	1.36
2.95	1.05	4.00	9.61	2.39	12.0	—	—	—	44.0	29.0	50.5	85.0	26.0	1.93
3.01	0.99	4.00	9.80	2.20	12.0	—	—	—	50.0	29.0	58.3	87.0	25.0	1.74
2.98	1.02	4.00	9.70	2.30	12.0	—	—	—	44.0	33.0	36.4	87.0	26.0	1.97
2.98	1.02	4.00	9.71	2.29	12.0	—	—	—	48.0	33.0	46.2	86.0	26.0	1.79
3.02	0.98	4.00	9.81	2.19	12.0	—	—	—	51.9	27.8	64.3	86.0	24.5	1.72
3.04	0.96	4.00	9.80	2.20	12.0	—	—	—	52.0	38.0	46.7	82.0	24.0	1.58
3.03	0.97	4.00	9.83	2.17	12.0	—	—	—	58.0	39.0	53.3	82.0	24.0	1.41
3.05	0.95	4.00	9.92	2.08	12.0	—	—	—	83.0	64.0	63.2	88.0	24.0	1.06
3.05	0.95	4.00	9.89	2.11	12.0	—	—	—	76.0	50.0	68.8	89.0	24.0	1.17
3.01	0.99	4.00	9.82	2.18	12.0	—	—	—	52.0	33.0	53.3	85.0	25.0	1.63
3.04	0.96	4.00	9.77	0.23	10.0	1.93	0.07	2.00	60.0	46.0	45.0	83.0	24.0	1.38
3.06	0.94	4.00	9.79	0.21	10.0	1.91	0.09	2.00	59.0	39.0	55.0	81.0	24.5	1.37
3.00	1.00	4.00	9.67	2.33	12.0	—	—	—	63.0	29.0	73.1	77.0	25.0	1.22
3.05	0.95	4.00	9.89	2.11	12.0	—	—	—	54.5	25.0	72.2	82.0	23.8	1.50
3.07	0.93	4.00	9.92	0.93	12.0	—	—	—	69.0	38.0	72.7	83.0	23.0	1.20
2.94	1.06	4.00	9.61	2.39	12.0	—	—	—	53.0	30.0	61.1	81.0	27.0	1.52
3.01	0.99	4.00	9.90	2.10	12.0	—	—	—	75.0	58.3	53.3	90.0	24.8	1.20
3.05	0.95	4.00	9.88	2.12	12.0	—	—	—	78.3	58.3	61.1	88.0	23.8	1.12
3.07	0.93	4.00	9.92	2.08	12.0	—	—	—	79.2	61.5	57.9	87.5	23.5	1.10
2.96	1.04	4.00	9.75	2.25	12.0	—	—	—	57.7	38.9	53.3	86.5	26.0	1.50
3.07	0.93	4.00	9.82	2.18	12.0	—	—	—	67.9	55.0	42.1	85.5	23.3	1.26
3.05	0.95	4.00	9.87	2.13	12.0	—	—	—	85.7	71.4	58.3	85.5	23.8	0.99
3.07	0.93	4.00	9.85	2.15	12.0	—	—	—	76.5	57.9	57.7	82.5	23.3	1.07
3.03	0.97	4.00	9.83	2.17	12.0	—	—	—	67.7	44.4	61.9	84.0	24.3	1.24
3.08	0.92	4.00	9.94	2.06	12.0	—	—	—	83.9	50.0	80.8	84.0	23.0	1.00
3.12	0.88	4.00	9.85	2.15	12.0	—	—	—	65.9	33.3	74.1	78.5	22.0	1.19
ский район														
3.00	1.00	4.00	9.81	2.19	12.0	—	—	—	76.2	54.5	62.5	88.0	25.0	1.15
3.12	0.88	4.00	9.90	2.10	12.0	—	—	—	56.0	26.7	71.7	86.5	22.0	1.55
3.04	0.96	4.00	9.89	2.11	12.0	—	—	—	75.0	25.0	88.9	92.5	24.0	1.23
3.15	0.85	4.00	9.88	2.12	12.0	—	—	—	59.1	35.7	61.5	88.0	21.2	1.49
3.04	0.96	4.00	9.84	2.16	12.0	—	—	—	47.8	20.0	72.7	88.0	24.0	1.84
3.08	0.92	4.00	9.93	2.07	12.0	—	—	—	57.1	14.3	87.5	93.0	23.0	1.63
3.04	0.96	4.00	9.81	2.19	12.0	—	—	—	66.7	50.0	50.0	91.0	24.0	1.36
3.16	0.84	4.00	1.00	—	10.0	0.12	1.88	2.00	94.1	50.0	93.4	90.5	21.0	0.97



Место- рождения	Номер образца	K	Na	Ca	Σ	Al <sub>VI</sub>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Mn	Ti	Σ
Место- рождения 6	340 Б	0.91	0.11	0.02	1.04	1.65	0.07	0.07	0.18	—	0.03	2.00
	331 Б	0.89	0.13	0.01	1.03	1.68	0.06	0.07	0.16	—	0.03	2.00
	310 Б	0.89	0.13	0.03	1.05	1.62	0.07	0.07	0.21	—	0.03	2.00
	400 Б	0.88	0.05	—	0.93	1.79	0.10	0.08	0.03	—	—	2.00
	280 Б	0.78	0.03	0.05	0.86	1.77	0.06	0.06	0.10	—	0.01	2.00
	317 Б	0.76	0.04	0.03	0.83	1.77	0.06	0.05	0.10	—	0.02	2.00
	21 Б	0.87	—	0.02	0.89	1.74	0.05	0.06	0.14	—	0.01	2.00
	24 Б	0.80	—	—	0.80	1.81	0.03	0.07	0.07	—	0.02	2.00
	42 Б	0.85	—	0.02	0.87	1.76	0.05	0.07	0.11	—	0.01	2.00
	159 Б	0.60	0.02	0.15	0.77	1.72	0.05	0.05	0.09	0.01	0.02	2.00

#### Кольский

Место- рождения 7	3 Т	0.76	0.17	0.03	0.96	1.72	0.07	0.07	0.12	—	0.02	2.00
	4 Т	0.77	0.14	—	0.91	1.74	0.08	0.07	0.10	—	0.01	2.00
	P-456	0.92	0.07	—	0.99	1.73	0.09	0.05	0.12	—	0.01	2.00
	1 Т	0.80	0.20	—	1.00	1.83	0.03	0.08	0.06	—	—	2.00
	2 Т	0.80	0.13	—	0.93	1.74	0.10	0.07	0.14	0.02	0.03	2.00

#### Северная

Место- рождения 8	C-165-10г	0.88	—	0.08	0.96	1.55	0.15	0.08	0.19	0.01	0.02	2.00
	C-165-2г	0.91	0.07	0.01	0.99	1.57	0.14	0.09	0.18	0.004	0.02	2.00
	C-206-5г	0.86	0.08	0.003	0.94	1.68	0.08	0.11	0.12	0.003	0.01	2.00
	C-210-7г	0.83	0.08	0.004	0.94	1.64	0.11	0.08	0.15	0.004	0.01	1.99
	C-211-2г	0.88	0.08	—	0.96	1.64	0.13	0.08	0.13	0.004	0.01	1.99
	C-211-2г	0.84	0.08	—	0.92	1.59	0.12	0.09	0.17	0.004	0.02	1.99
Место- рождения 9	C-51	0.68	0.26	0.05	0.99	1.59	0.26	0.09	0.02	0.01	0.03	2.00
	C-21	0.83	0.17	0.04	1.04	1.52	0.19	0.12	0.09	0.01	0.03	1.96
	C-11	0.62	0.38	0.02	1.02	1.59	0.20	0.10	0.08	0.01	0.02	2.00
	C-55	0.80	0.16	0.02	0.98	1.56	0.27	0.07	0.07	0.01	0.02	2.00
	C-56	0.79	0.13	0.004	0.92	1.54	0.19	0.13	0.12	0.01	0.01	2.00
	C-62	0.71	0.13	0.01	0.85	1.54	0.24	0.09	0.10	0.01	0.01	1.99
	C-23	0.83	0.12	0.02	0.97	1.50	0.28	0.09	0.11	0.02	0.02	2.02
	C-60	0.69	0.23	0.04	0.96	1.53	0.30	0.07	0.08	0.01	0.02	2.01
	C-22	0.97	0.19	—	0.98	1.50	0.26	0.11	0.10	0.01	0.02	2.00
	1	0.97	0.07	0.02	1.06	1.45	0.33	0.07	0.12	0.01	0.02	2.00
	2	0.94	—	—	0.94	1.59	0.19	0.08	0.12	—	0.02	2.00
	221	0.84	0.12	0.02	0.98	1.60	0.23	0.05	0.09	0.01	0.02	2.00
	199a	0.82	0.19	0.01	1.02	1.62	0.20	0.08	0.07	0.01	0.02	2.00
	113	0.85	0.10	0.02	0.97	1.56	0.24	0.12	0.06	0.01	0.01	2.00
	M-179	0.77	0.09	0.01	0.87	1.55	0.20	0.12	0.11	0.01	0.01	2.00
	134	0.83	0.09	—	0.92	1.51	0.31	0.06	0.10	0.01	0.01	2.00
	194	0.84	0.10	0.01	0.95	1.53	0.33	0.06	0.06	0.01	0.01	2.00
	C-668	0.68	0.25	—	0.93	1.59	0.16	0.13	0.10	0.01	0.01	2.00
	670	0.88	0.07	0.01	0.96	1.62	0.25	0.05	0.05	0.01	0.01	2.00
	257-1	0.81	0.13	—	0.94	1.59	0.23	0.08	0.07	0.01	0.02	2.00
	83	0.79	0.07	0.01	0.87	1.51	0.23	0.10	0.14	0.01	0.01	2.00
	C-461-1	0.80	0.18	0.004	0.98	1.50	0.26	0.10	0.10	0.01	0.02	1.99
	C-461-2	0.80	0.15	0.004	0.95	1.52	0.26	0.08	0.12	0.004	0.02	2.00
	C-455	0.81	0.06	0.004	0.87	1.53	0.22	0.09	0.13	0.02	0.02	2.01
	1	0.94	0.10	0.01	1.05	1.56	0.23	0.06	0.12	0.01	0.02	2.00
	2	0.90	0.03	0.02	0.95	1.58	0.21	0.07	0.12	—	0.02	2.00
	3	0.97	0.01	0.01	0.99	1.60	0.22	0.05	0.11	—	0.02	2.00
Место- рожде- ние 10	Б-9а	0.93	0.05	0.07	1.05	1.36	0.33	0.17	0.12	0.01	0.01	2.00
	Б-6а	0.94	0.05	0.02	1.01	1.36	0.34	0.17	0.11	0.01	0.01	2.00
	З-(6)	0.93	0.05	0.01	0.99	1.47	0.21	0.18	0.10	—	0.04	2.00
	Б-14	0.92	0.04	—	0.96	1.33	0.19	0.27	0.17	0.02	0.02	2.00
	Б-5	0.93	0.04	0.02	0.99	1.25	0.40	0.15	0.16	0.02	0.02	2.00

Примечание.  $a_{VI} = \frac{Al_{VI}}{Al_{VI} + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg + Mn + Ti} \cdot 100\%$ ;  $a_{IV} = \frac{Al_{IV}}{Al_{IV} + Si_{IV}} \cdot 100\%$ ;

отражающие степень глинозёмистости мускатов;  $F_{общ}$  — общая железистость;  $f$  — коэффициент желе

Si <sub>IV</sub>	Al <sub>IV</sub>	Σ	O	OH	Σ	OH	F	Σ	F <sub>общ</sub>	f	f <sub>0</sub>	a <sub>VI</sub>	a <sub>IV</sub>	a <sub>VI</sub> F <sub>общ</sub>
2.99	1.01	4.00	9.77	0.23	10.0	1.97	0.03	2.00	43.8	28.0	50.0	82.5	25.2	1.88
2.99	1.01	4.00	9.77	0.23	10.0	1.95	0.05	2.00	44.8	30.4	46.2	84.0	25.2	1.87
2.99	1.01	4.00	9.76	0.24	10.0	1.97	0.03	2.00	40.0	25.0	50.0	81.0	25.2	2.02
3.17	0.83	4.00	9.99	0.01	10.0	1.97	0.03	2.00	85.7	72.7	55.6	89.5	20.8	1.04
2.99	1.01	4.00	9.73	2.27	12.0	—	—	—	54.5	37.5	50.0	88.5	25.2	1.62
3.04	0.96	4.00	9.73	2.27	12.0	—	—	—	52.4	33.3	54.5	88.5	24.0	1.69
3.07	0.93	4.00	9.77	2.23	12.0	—	—	—	44.0	30.0	45.5	87.0	23.2	1.97
3.04	0.96	4.00	9.68	2.23	12.0	—	—	—	58.8	50.0	30.0	90.5	24.0	1.54
1.11	0.89	4.00	9.81	2.19	12.0	—	—	—	52.2	38.9	41.7	88.0	22.2	1.68
3.01	0.99	4.00	9.76	0.24	10.0	1.58	0.42	2.00	52.6	35.7	50.0	89.0	24.8	1.69

#### полуостров

3.04	0.96	4.00	9.82	2.18	12.0	—	—	—	53.8	36.8	50.0	86.0	24.0	1.60
3.09	0.91	4.00	9.82	2.18	12.0	—	—	—	60.0	41.2	53.3	87.0	22.8	1.45
3.01	0.99	4.00	9.82	2.18	12.0	—	—	—	54.0	30.0	64.4	86.5	24.8	1.60
2.99	1.01	4.00	9.85	2.15	12.0	—	—	—	64.7	57.1	27.2	91.5	25.3	1.41
3.09	0.91	4.00	9.76	2.24	12.0	—	—	—	54.8	33.3	58.8	82.0	22.8	1.49

#### Карелия

3.08	0.92	4.00	9.82	2.18	12.0	—	—	—	54.8	29.6	65.2	77.5	23.0	1.41
3.09	0.91	4.00	9.79	2.21	12.0	—	—	—	56.0	33.0	60.9	78.0	23.0	1.39
3.06	0.94	4.00	9.78	2.22	12.0	—	—	—	61.0	48.0	42.1	84.0	24.0	1.38
3.06	0.94	4.00	9.75	2.25	12.0	—	—	—	56.0	35.0	57.9	82.0	24.0	1.46
3.06	0.94	4.00	9.81	2.19	12.0	—	—	—	62.0	38.0	61.9	82.0	24.0	1.32
3.06	0.94	4.00	9.73	2.27	12.0	—	—	—	55.0	35.0	57.1	79.0	24.0	1.43
3.03	0.97	4.00	9.99	2.01	12.0	—	—	—	95.0	82.0	74.3	80.0	24.2	0.84
3.11	0.89	4.00	9.96	2.04	12.0	—	—	—	78.0	57.0	61.3	78.0	22.2	1.00
3.10	0.90	4.00	9.97	2.03	12.0	—	—	—	79.0	56.0	66.7	80.0	23.5	1.01
3.14	0.86	4.00	9.97	2.03	12.0	—	—	—	82.9	50.0	79.4	78.0	21.5	0.94
3.03	0.97	4.00	9.72	2.28	12.0	—	—	—	73.0	52.0	59.4	80.0	24.2	1.09
3.07	0.93	4.00	8.70	3.30	12.0	—	—	—	76.7	47.4	72.7	77.4	23.2	1.07
3.03	0.97	4.00	9.83	2.17	12.0	—	—	—	77.0	45.0	75.7	74.0	24.2	0.96
3.12	0.88	4.00	9.93	2.07	12.0	—	—	—	82.0	47.0	81.1	76.0	22.0	0.92
3.06	0.94	4.00	9.80	2.20	12.0	—	—	—	78.3	50.0	70.3	75.5	23.5	0.97
3.05	0.95	4.00	9.91	2.08	12.0	—	—	—	76.9	36.8	82.5	72.5	23.8	0.94
2.99	1.01	4.00	9.71	2.29	12.0	—	—	—	69.2	40.0	70.4	79.5	25.2	1.15
3.03	0.97	4.00	9.86	0.14	10.0	1.98	0.02	2.00	75.7	35.7	82.1	80.0	24.2	1.05
2.99	1.01	4.00	9.84	2.16	12.0	—	—	—	75.7	53.3	71.4	81.0	25.2	1.07
2.96	1.04	4.00	9.75	0.25	10.0	1.97	0.03	2.00	85.7	66.7	66.7	78.0	26.0	0.93
2.97	1.03	4.00	9.60	2.40	12.0	—	—	—	74.4	52.2	62.5	77.5	25.8	1.04
3.02	0.98	4.00	9.76	2.24	12.0	—	—	—	78.7	37.5	83.8	75.5	24.5	0.96
2.92	1.08	4.00	9.74	0.26	10.0	1.98	0.02	2.00	87.0	53.8	84.6	76.0	27.0	0.87
2.98	1.02	4.00	9.66	0.34	10.0	1.91	0.09	2.00	74.4	56.5	55.2	79.5	25.5	1.06
2.96	1.04	4.00	9.80	2.20	12.0	—	—	—	85.7	50.0	83.3	81.0	25.0	0.94
3.03	0.97	4.00	9.79	0.21	10.0	1.97	0.03	2.00	81.6	53.3	74.2	79.5	24.2	0.98
3.07	0.93	4.00	9.69	2.31	12.0	—	—	—	70.2	41.7	69.7	75.5	23.2	1.07
3.06	0.94	9.84	9.84	2.16	12.0	—	—	—	78.0	50.0	72.2	75.0	23.5	0.96
3.03	0.97	4.00	9.80	2.20	12.0	—	—	—	74.0	40.0	76.5	76.0	24.2	0.98
2.98	1.02	4.00	9.65	2.35	12.0	—	—	—	70.0	41.0	71.0	76.0	25.5	1.09
3.03	0.97	4.00	9.88	2.12	12.0	—	—	—	70.7	33.3	79.3	78.0	24.2	1.10
3.02	0.98	4.00	9.78	2.22	12.0	—	—	—	60.0	36.8	75.0	84.0	24.5	1.40
3.03	0.97	4.00	9.85	2.15	12.0	—	—	—	71.1	31.3	81.5	80.0	24.2	1.12
3.09	0.91	4.00	9.90	2.10	12.0	—	—	—	80.6	58.6	66.6	68.0	22.8	0.85
3.10	0.90	4.00	9.83	2.17	12.0	—	—	—	82.3	60.7	66.7	68.0	22.5	0.83
3.10	0.90	4.00	9.78	2.22	12.0	—	—	—	79.6	64.3	53.8	73.5	22.5	0.92
3.08	0.92	4.00	9.56	2.44	12.0	—	—	—	72.6	61.4	61.4	67.0	22.8	0.92
3.18	0.82	4.00	9.84	2.16	12.0	—	—	—	77.5	48.4	72.7	62.5	20.5	0.80



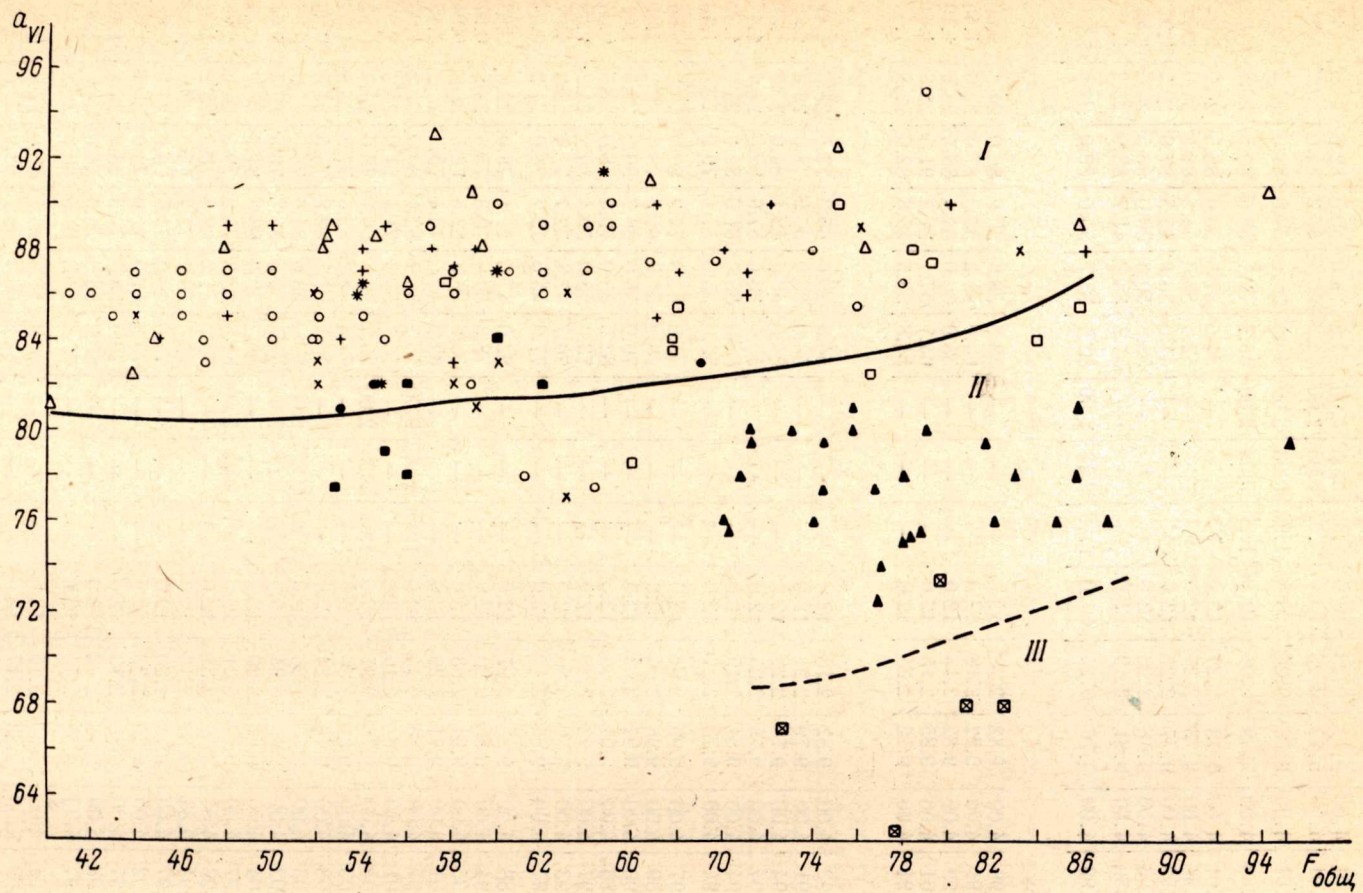


Рис. 2. Диаграмма соотношений  $a_{VI}-F_{общ}$  в мусковитах пегматитов.



земистости мусковита  $a_{VI}=72-86$ ,  $F_{общ}=52-86$ . В керамических жилах  $a_{VI}=62-68$ ,  $F=60-81$ .

Таким образом, из диаграммы следует, что мусковиты слюдоносных пегматитов наиболее глиноземисты. Мусковиты комплексных жил занимают в отношении глиноземистости промежуточное положение. Мусковиты керамических пегматитов характеризуются наименьшей глиноземистостью. Диаграмма  $a_{VI}-F_{общ}$  представляет также интерес как показатель довольно постоянного отношения Al октаэдрической координации к Fe в растворе при образовании мусковита. При этом кристаллизация мусковита в слюдоносных пегматитах идет только при повышенном содержании Al октаэдрической координации в растворе и отношении  $\frac{a_{VI}}{F_{общ}}$ , меняющемся в пределах от 2.09 для слюдяных пегматитов до 0.80 для керамических жил. Интересно, наконец, что между  $a_{VI}$  и  $F_{общ}$  в слюдах нет четко выраженной корреляции.

Диаграмма  $a_{VI}-F_{общ}$  и последующие (рис. 3—5) убедительно подтверждают, что глиноземистость является основным признаком различия мусковитов слюдоносных и бесслюдных жил. На диаграммах  $Al_{VI}-Fe^{3+}$  (рис. 3),  $Al_2O_3-Fe_2O_3$  (рис. 4) и  $Al_2O_3-FeO$  (рис. 5) четко обособляются поля, соответствующие мусковитам из слюдоносных пегматитовых жил чупинской (I), комплексных — хетолабинской (II), керамических — керетской (III) свит.

На диаграммах в целом наблюдается обратная зависимость между содержанием  $Al_{VI}$  и  $Fe^{3+}$ ,  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ , а также  $Al_2O_3$  и  $FeO$ , т. е. с увеличением глиноземистости уменьшается количество окисного и закисного железа (рис. 4). При этом в мусковитах слюдоносных жил наблюдается наименьшее содержание  $Fe^{3+}$  (рис. 3).

Увеличение роли  $Fe^{3+}$  в мусковитах комплексных, а затем и керамических пегматитов, как и уменьшение роли  $Al_{VI}$ , свидетельствует скорее всего о повышенной щелочности растворов при образовании в них мусковита.

Изменения химического состава мусковитов (глиноземистости, двух- и трехвалентного железа и т. д.) различных типов пегматитов затрагивают не только элементы октаэдрической позиции, но также позиции, занимаемые одновалентными ионами K и Na.

На диаграммах K— $Al_{VI}$  и Na— $Al_{VI}$  (рис. 6, 7) обособляются поля, соответствующие мусковитам из пегматитовых жил чупинской (I), хетолабинской (II) и керетской (III) свит, т. е. соответственно слюдоносных, комплексных и керамических жил. С увеличением количества K в мусковитах ряда жил уменьшается  $Al_{VI}$ , что хорошо отражено в диаграмме K— $Al_{VI}$ . В мусковитах керамических пегматитов (керетская свита)  $K=0.92-0.94$ , а  $Al_{VI}=1.25-1.48$ ; в мусковитах комплексных жил (хетолабинская свита)  $K=0.68-0.85$ , а  $Al_{VI}=1.50-1.62$ ; наконец, в мусковитах слюдоносных пегматитов (чупинская свита)  $K=0.72-0.96$ , а  $Al_{VI}=1.62-1.85$ . Обращает на себя внимание, что мусковиты керамических пегматитов характеризуются высоким и относительно выдержанным содержанием K. Наименьшие содержания K в целом отмечаются в мусковитах комплексных пегматитов хетолабинской свиты. Кроме того, в пределах отдельных полей намечается группировка составов мусковитов по отдельным месторождениям. Таким образом, содержание K в мусковите, очевидно, свидетельствует о местных различиях в геологической среде, существовавшей в момент кристаллизации мусковита.

На диаграмме Na— $Al_{VI}$  (рис. 7) в мусковитах керамических пегматитов Na и  $Al_{VI}$  содержится меньше, чем в мусковитах комплексных жил и слюдяных жил. По содержанию  $Al_{VI}$  мусковиты комплексных жил занимают промежуточное положение между мусковитами керамических и слюдоносных жил. Пределы изменения содержаний Na в мусковитах керамических пегматитов — 0.04—0.05, комплексных — 0.01—0.26 и слюдо-



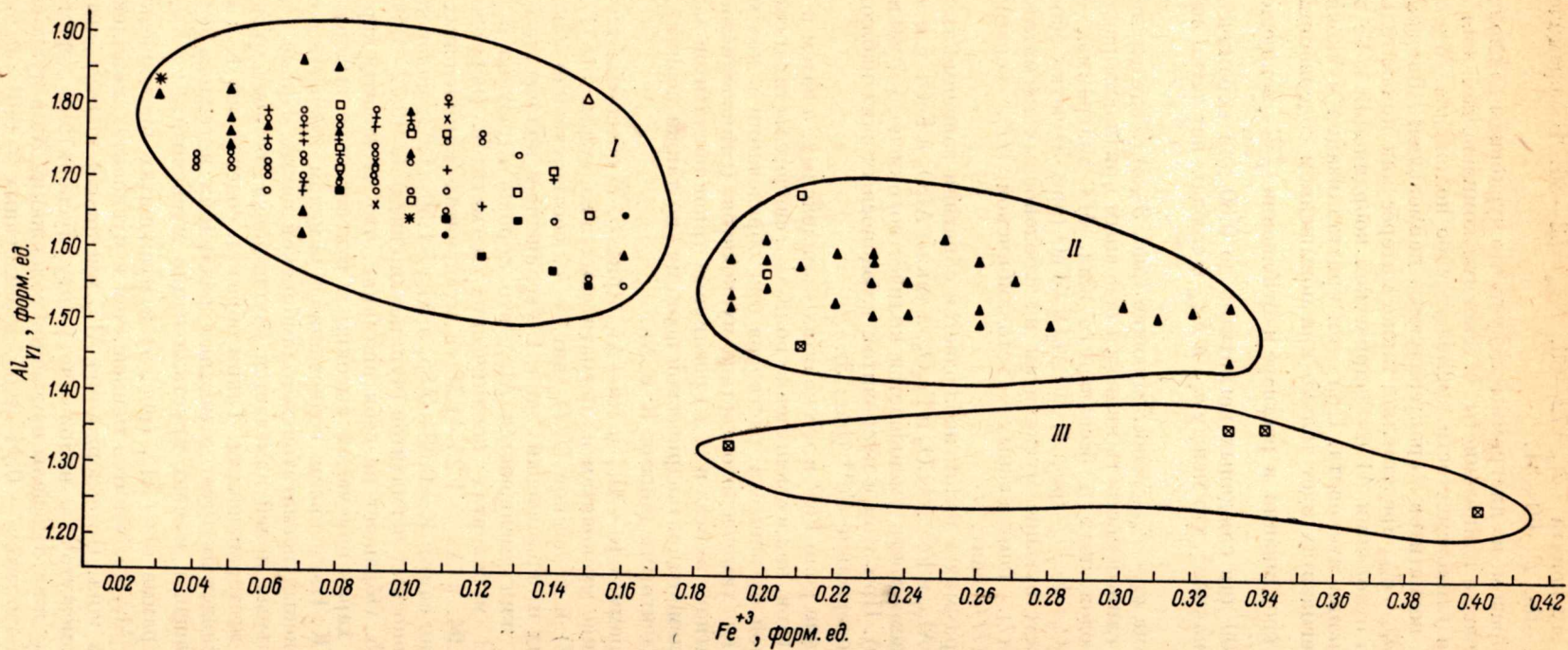


Рис. 3. Соотношение  $Al_{VI}-Fe^{+3}$  в мусковитах пегматитов.



носных — 0.02—0.26. При этом в поле II наблюдается разброс, а в поле I концентрация анализов.

Содержание  $\text{TiO}_2$  зависит от железистости слюды, что хорошо видно на диаграмме  $f\text{—TiO}_2$  (рис. 8). Обращает на себя внимание обратная зави-

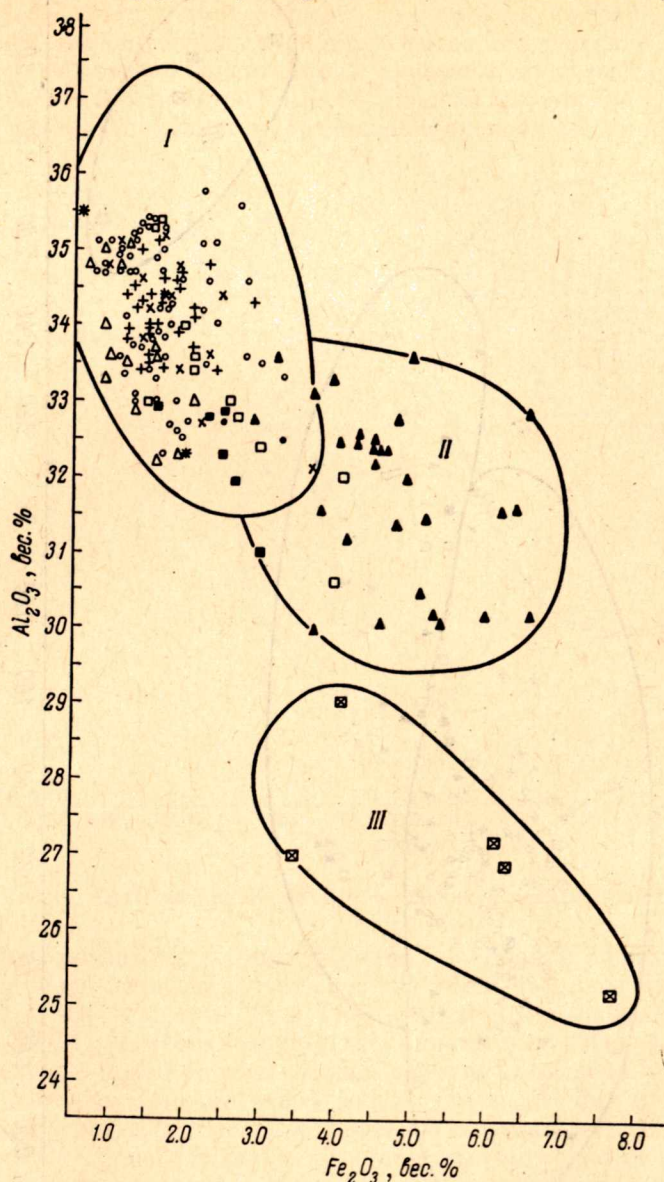


Рис. 4. Соотношение  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3$  в мусковитах пегматитов.

симость между  $f$  и содержанием  $\text{TiO}_2$ . Для биотита С. П. Кориковский (1967) дает прямую зависимость между  $f$  и  $\text{TiO}_2$ . На диаграмме  $f\text{—TiO}_2$  достаточно четко выделяется поле керамических и комплексных пегматитов, а также поле слюдоносных пегматитов.

Судя по граничной кривой, при небольшом содержании титана переход из поля слюдоносных пегматитов к полю керамических пегматитов происходит быстро при относительно небольшом увеличении титана. В дальнейшем увеличение содержания титана почти не сказывается на переход из поля слюдоносных пегматитов в поле керамических и комплексных пегматитов.



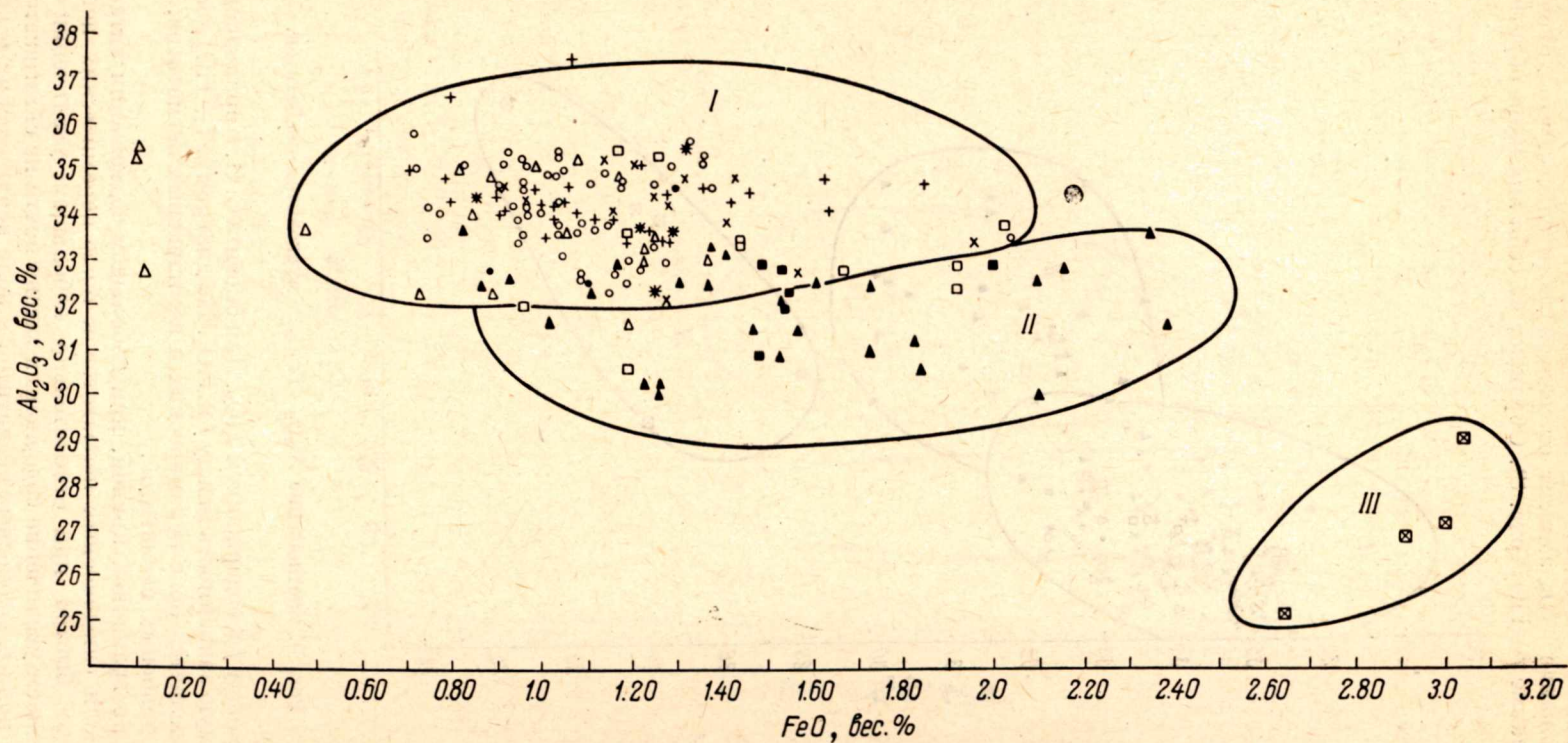


Рис. 5. Соотношение  $Al_2O_3$ — $FeO$  в мусковитах пегматитов.



Диаграмма на рис. 8 позволяет говорить о том, что при небольшом содержании в растворе титана он занимает в мусковите октаэдрические пустоты, как и Fe. При увеличении содержания  $\text{TiO}_2$  (свыше 0.25–0.30%) он в значительной мере входит в структуру мусковита уже в тетраэдрической координации. Это в свою очередь, по-видимому, связано с тем, что при небольших концентрациях в растворе титан находится в виде  $\text{Ti}^{3+}$ , тогда как при больших концентрациях присутствует в растворе в виде  $\text{Ti}^{4+}$ . Четырехвалентность титана в целом должна указывать на более щелочную среду, характерную для образования мусковитов в керамических

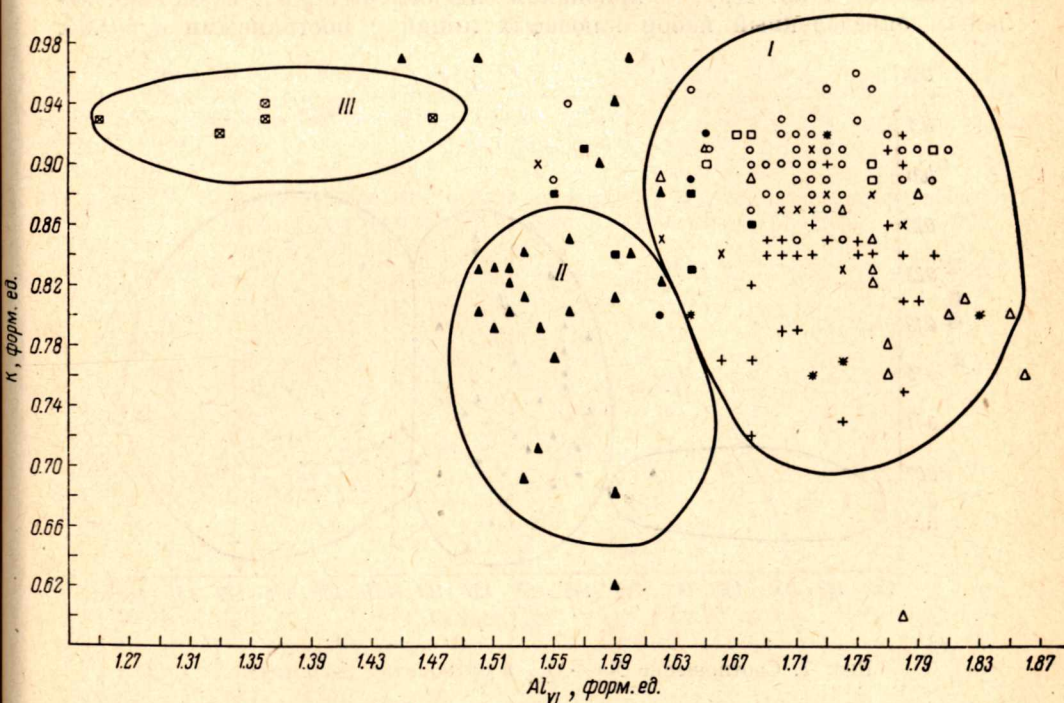


Рис. 6. Соотношение  $\text{K}-\text{Al}_{\text{VI}}$  в мусковитах пегматитов.

и комплексных пегматитах. Действительно, мусковиты керамических и комплексных пегматитов характеризуются большим содержанием Ti.

Диаграммы  $\text{TiO}_2-F_{\text{общ}}$  (рис. 9) и  $\text{TiO}_2-f_0$  (рис. 10) позволяют выделить два поля (I–II). С. П. Кориковский (1967) диаграмму  $\text{TiO}_2-f_0$  использовал для выделения полей биотита разной окраски. Согласно нашим материалам, эту диаграмму можно использовать для выделения полей мусковитов рубиновой (поле I) и зеленой (поле II) окраски.

Диаграмма  $f-f_0$  (рис. 11) также позволяет выделить два поля пегматитов (I–II). Д. С. Коржинский (1963) отмечал, что сравнительно высокая основность богатых CaO пород повышает в них активность кислорода, а значит и величину  $f_0$ . Для глиноземистой толщи в целом, по-видимому, характерна повышенная роль закисного железа, что и отразилось на заметном преобладании в мусковитах слюдяных жил закисного железа. Буро-зеленые и зеленые мусковиты (поле II) имеют  $f_0=70-95$ , а для красно-бурых, рубиновых мусковитов (поле I)  $f_0=35-70$ .

Некоторые наметки в различии мусковитов слюдоносных пегматитов отмечаются при сопоставлении ключевых линий дебаграмм из различных типов жил (слюдоносных, комплексных и керамических), полученных В. П. Мартыновым. При общей значительной близости дебаграмм мусковитов различного типа и разновидностей отмечается некоторое отличие в положении ключевых линий. Так, если для всех мусковитов характерны,



как правило,  $d_a=9.94$ ,  $d_a=3.324$ ,  $d_a=2.562$  и  $d_a=4.462$ , то  $d_a=3.482$ ,  $d_a=3.880$  и  $d_a=2.982$  отмечаются уже как ключевые линии у мусковитов слюдоносных жил.

Меняется и интенсивность ключевых линий. Так, для большинства мусковитов линией с наибольшей интенсивностью является линия  $d_a=9.94$  с  $J=100$ . В образцах мусковитов слюдоносных пегматитов наиболее интенсивной линией является линия с  $d_a=2.565$ . Поскольку все мусковиты с указанным значением относятся к мусковитам из богатых слюдоносных жил, то намечается возможность считать эту особенность слюд признаком слюдоносных жил. Другим признаком слюдоносных жил, возможно, является определенный набор ключевых линий с постоянными  $d_a=9.94$ ,

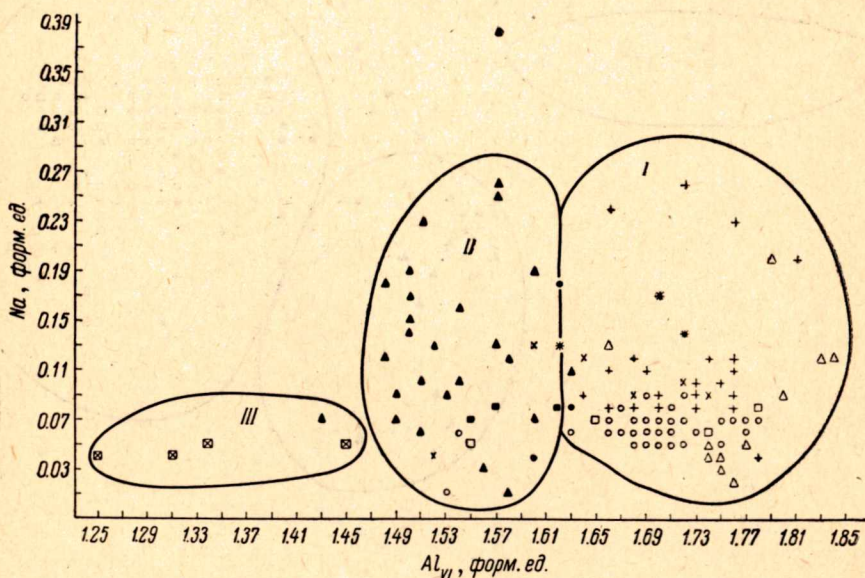


Рис. 7. Соотношение Na—Al<sub>VI</sub> в мусковитах пегматитов.

$d_a=2.566$ ,  $d_a=3.331$ ,  $d_a=4.475$  и изменяющимися линиями с  $d_a=2.988$ ,  $d_a=3.196$ ,  $d_a=4.448$ .

Мусковиты из практически бесслюдных жил имеют в наборе ключевых линий последнюю линию с  $d_a=3.482$  при постоянном порядке смены ключевых линий и по их интенсивности.

К сожалению, имеющийся материал еще крайне незначителен, поэтому указанные особенности дебаграмм могут быть пока лишь намечены для дальнейшего исследования.

Приведенный фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Глиноземистость является одним из важнейших признаков различия мусковитов слюдоносных, комплексных и керамических жил и может служить в качестве одного из критериев для оценки слюдоносных жил.

2. Глиноземистость мусковитов бесслюдных пегматитовых жил падает за счет уменьшения содержания Al в шестерной координации.

3. С увеличением глиноземистости в мусковитах уменьшается количество окисного железа (мусковиты слюдоносных жил).

4. K и Na в мусковите, по-видимому, являются индикаторами местных специфических условий минералообразования.

5. Химические особенности пегматитовых жил позволяют считать их индикаторами кислотности—щелочности минералообразующих растворов, а также, вероятно, температуры минералообразования. Керамические пегматиты характеризуются наибольшей щелочностью растворов в момент



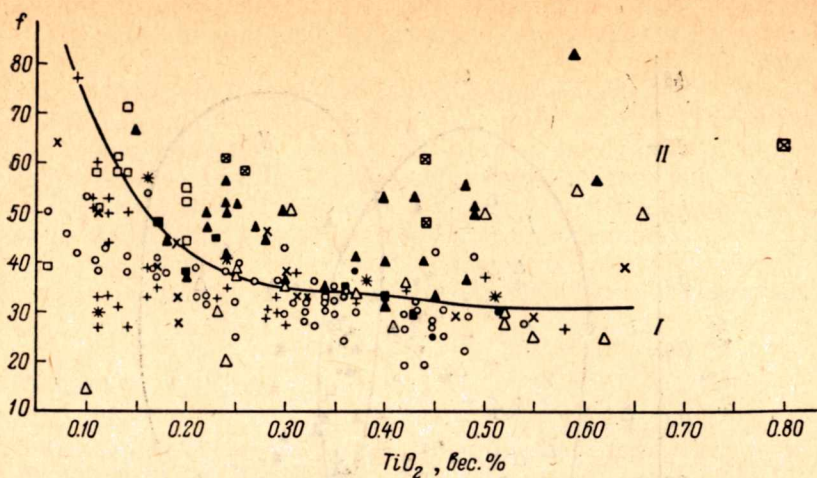


Рис. 8. Связь железистости ( $f$ ) и титанистости ( $\text{TiO}_2$ ) мусковитов слюдоносных (поле I), комплексных и керамических (поле II) жил.

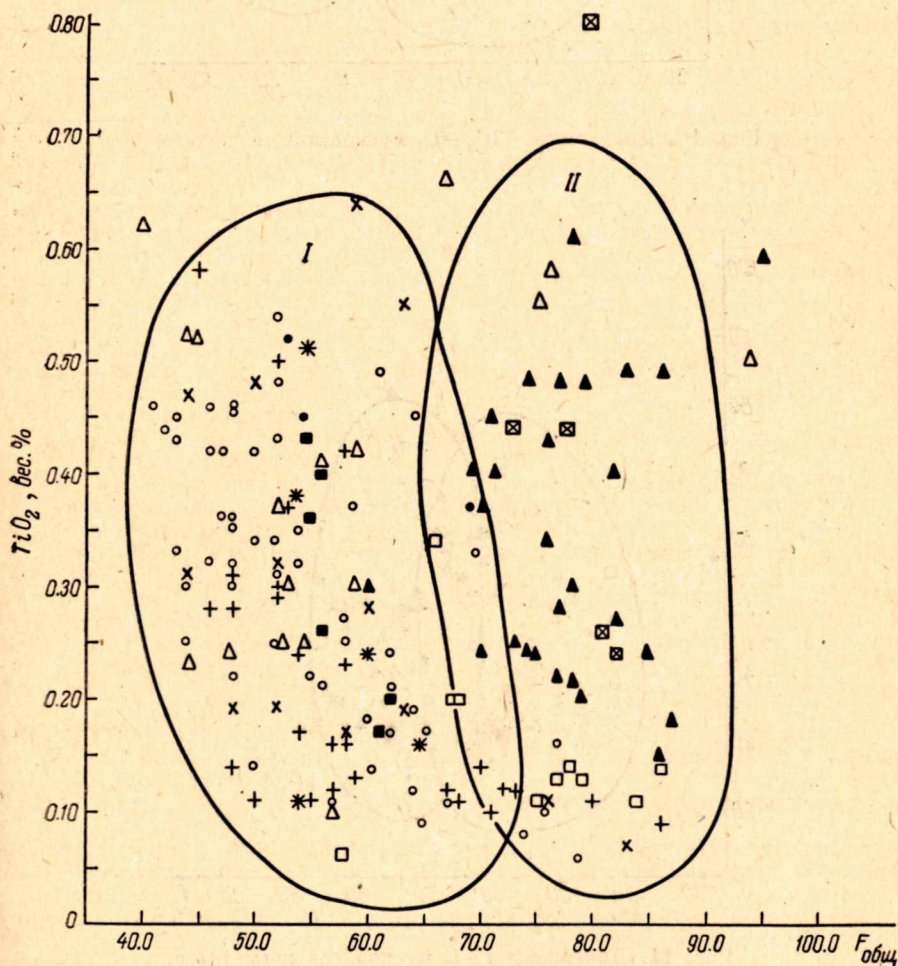


Рис. 9. Диаграмма  $\text{TiO}_2$ — $F_{\text{общ}}$  для мусковитов слюдоносных (поле I), комплексных и керамических (поле II) пегматитов.



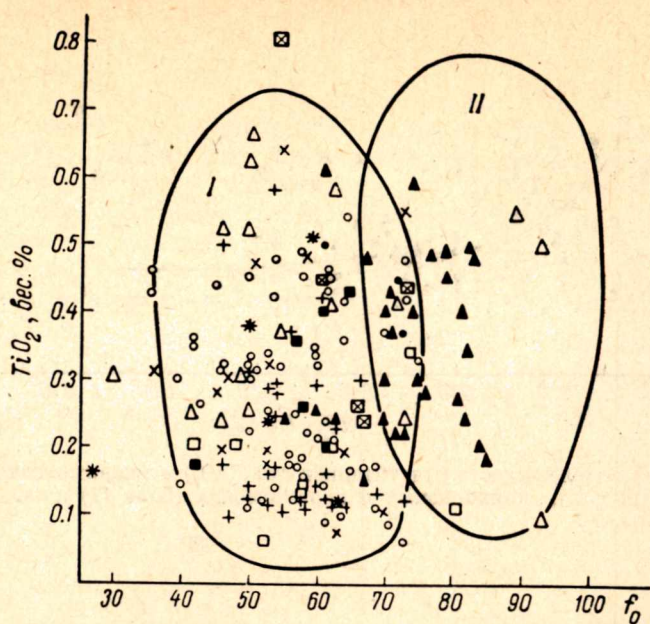


Рис. 10. Диаграмма  $\text{TiO}_2-f_0$  мусковитов пегматитов.

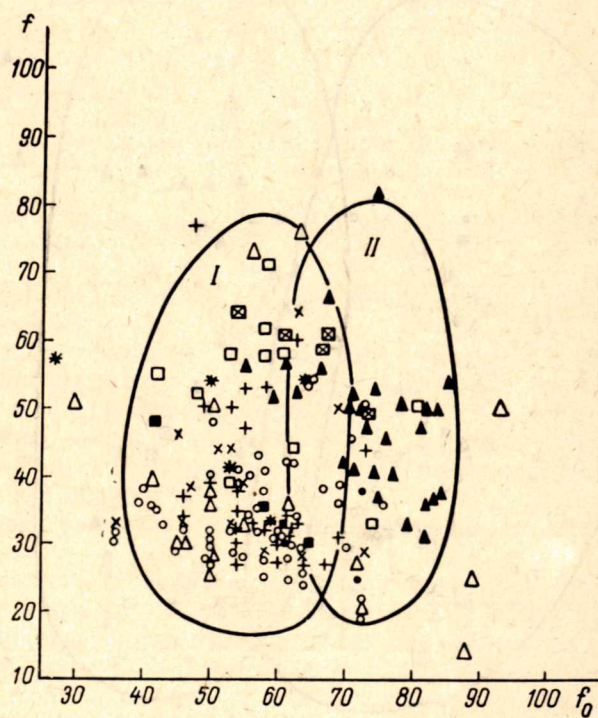


Рис. 11. Диаграмма  $f-f_0$  мусковитов пегматитов.



образования мусковитов. Слюданосные пегматиты в целом характеризуются наибольшей кислотностью растворов, приведших к образованию мусковита.

6. Обогащенность вмещающих пород СаО и другими сильными основаниями благоприятствовала образованию щелочных растворов, являвшихся окислительной средой. Поэтому керамические и комплексные пегматиты приурочивались преимущественно к породам, обогащенным сильными основаниями, в частности СаО. Для мусковитов этих пегматитов отмечался повышенный коэффициент окисления железа.

7. Цвет мусковитов и некоторые особенности его дебаеграмм, т. е. структуры, также являются индикаторами слюдоносности пегматитовых жил.

### Литература

- Белянкина Е. П., Гурьева Э. Я., Игнатьева М. Д., Петров В. П., Толстихина К. И. Генезис и типизация промышленного мусковита. — Тр. ИГЕМ, 1958, вып. 12.
- Болдырев А. А. Химическая конституция и кристаллохимическая структура слюд. — В кн.: Слюды СССР. М.—Л., 1937.
- Борисов П. А. Керамические пегматиты Карело-Финской ССР. Петрозаводск, 1948.
- Борисенок Л. А., Рябчиков И. Д. Галлий в минералах слюдоносных пегматитов месторождения Тэдино. — Геохимия, 1962, № 1.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Боровик С. А. О нахождении олова в слюдах. — ДАН СССР, 1937, т. 14, № 6.
- Боровик С. А., Соседко А. Ф. Нахождения галлия в образцах экспедиций Ломоносовского института Академии наук СССР. — ДАН СССР, 1937, т. 14, № 1.
- Боровик-Романова Т. Ф., Соседко А. Ф. Содержание редких щелочей в минералах из пегматитовых жил Кольского полуострова по спектральным анализам. — Геохимия, 1957, № 5.
- Бунтин Г. Н. О генезисе мусковитовых пегматитов Северной Карелии. — Уч. зап. ЛГУ, 1940, т. 49, сер. геол.-почв. наук, вып. 9.
- Бунтин Г. Н. Материалы к изучению строения и состава одной из пегматитовых жил Северной Карелии. — Уч. зап. ЛГУ, 1955, серия геол.-почв. наук, вып. 9.
- Вохменцев А. Я. О количественной оценке роли подстилающих пород в формировании слюдяных пегматитовых жил. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7.
- Гинзбург А. И. Об изоморфных замещениях в литиевых слюдах. — Тр. Минер. музея АН СССР, 1957, вып. 8.
- Глебов М. П. Закономерности распределения элементов-примесей в минералах мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Горлов Н. В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). Л., «Наука», 1967.
- Григорьев Д. П. Изучение магнезиально-железистых слюд. — Зап. Всерос. минер. общ., 1935, т. 64, вып. 1.
- Жедваб Ж. Изучение элементов-примесей в минералах пегматитов. — В кн.: Пегматиты Центральной Африки. М., ИЛ, 1958.
- Карский Б. Е., Толстой А. И. Генетические типы промышленного мусковита и области их рационального использования. М., 1959.
- Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. — Геохимия, 1956, № 7.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность при магматических процессах. — Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 14, 1960.
- Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. — В кн.: Геология и петрология докембрия. Общие региональные проблемы. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — Изв. АН СССР, 1963, сер. геол., № 3.
- Кориковский С. П. Влияние щелочности на состав кальциевых амфиболов в магматических породах. — ДАН СССР, 1966, т. 171, № 5.



- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967.
- Кузьменко М. В. О роли слюд в процессе концентрации тантала. — ДАН СССР, 1961, т. 140, № 6.
- Куфтырева В. А., Окочанская Л. Д., Петров Л. Л. Распределение бериллия в контактовых ореолах мусковитовых пегматитов. — Геохимия, 1966, № 4.
- Лабунцов А. Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. — В кн.: Пегматиты СССР, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Мануйлова М. М., Петров Л. Л., Рыбакова М. М., Соколов Ю. М., Шмакин Б. М. Закономерности распределения щелочных элементов и бериллия в минералах пегматитов Северо-Байкальского пегматитового пояса. — Геохимия, 1966, № 4.
- Михеев В. И. Влияние изоморфного замещения на дебаеграммы слюд. — Минер. сборник Львовск. геол. общ., 1954, № 8.
- Никитин В. Д., К генезису слюдяных пегматитов Карелии. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1950, ч. 79, вып. 4.
- Никитин В. Д. Особенности образования кристаллов мусковита в пегматитовых жилах. — Зап. ЛГИ, 1953, т. 29, вып. 2.
- Одикадзе Г. Л. О нахождении ниобия и тантала в мусковитах из пегматитов Дзиркульского кристаллического массива. — Геохимия, 1958, № 4.
- Одикадзе Г. Л. О содержании Li, Rb, Cs и Tl в некоторых интрузивных породах и минералах Шропинского пегматитового поля (Дзиркульский кристаллический массив). — Тр. Кавказск. инст. минерального сырья (КИМС), 1960, вып. II (4).
- Рябчиков И. Д., Соловьева Б. А. К геохимии рубидия и лития в слюдоносных пегматитах Северной Карелии. — Геохимия, 1961, № 4.
- Салье М. Е. Некоторые закономерности размещения мусковита в пегматитах Северной Карелии. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1963, ч. 92, вып. 2.
- Сафронова Г. П. Особенности распределения некоторых аксессуарных элементов в карельском мусковите. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых на территории Карелии. Петрозаводск, 1966а.
- Сафронова Г. П. Геохимические критерии в изучении генезиса слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — Геохимия, 1966б, № 11.
- Сафронова Г. П. Минералогические и химические особенности экзоконтактовых ореолов слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — Сов. геология, 1968, № 6.
- Сердюченко Д. П. О химической конституции и классификации слюд. — ДАН СССР, 1948, т. 59, № 3.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения составов биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. — Минер. сборник Львовск. геол. общ., 1950, № 4.
- Соколова Е. П. Рентгенометрическое изучение слюд группы мусковита. — Тр. ВСЕГЕИ, 1963, т. 96., № 3.
- Стенарь М. М. Архей. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1973, вып. 16.
- Федотьев К. М., Хвостова В. А. Термическая характеристика образцов мусковита из различных зон пегматитовой жилы. — Изв. АН СССР, 1960, сер. геол., № 10.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, их научное и практическое значение. 1. Гранитные пегматиты. Л., Изд-во АН СССР, 1931.
- Шмакин Б. М. Волна кислотности постмагматических растворов в слюдяных пегматитах. — ДАН СССР, 1963, т. 152, № 4.
- Шмакин Б. М. Петрохимические особенности главных минералов мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов. М., «Наука», 1969.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Дук В. А., Салье М. Е., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1962, вып. 14.
- Шуркин К. А., Салье М. Е. Особенности химизма пегматитов Северной Карелии. — ДАН СССР, т. 131, № 4.
- Ahrens L. H., Liebenberg W. R. Geochemical studies on some of the rarer elements in S. Afr. minerals and rocks. I. Li in mica and feldspar. — Frans. Geol. Soc. S. Afr., 1945, 48.
- Ahrens L. H., Liebenberg W. R. Tin and indium in mica, as determined spectrochemically. — Amer. Miner., 1950, vol. 35, № 7—8.
- Berggen Fh. Minerals of the Varuträsk pegmatite XXV. Some new analyses of Li-bearing mica minerals. — Geol. För. Förh., 1941, 63, Hf. 3, № 426.
- Stevens R. E., Schaller W. T. Rare alcalies in mica. — Amer. Miner., 1942, vol. 27, № 8.



Н. А. Богданов, К. Н. Богданова,  
В. В. Сиваев

## РЕДКОМЕТАЛЬНО-МУСКОВИТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ ОДНОГО ИЗ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ

В последнее время исследователи пегматитов выделяют особую формацию — формацию пегматитов, называемую редкометально-мусковитовой в связи с наличием в пегматитах этой формации типичной для них редкометальной акцессорной минерализации. Поэтому определенный интерес представляют новые данные, касающиеся геологии, минералогии и геохимии пегматитов этой формации.

Рассматриваемые пегматиты редкометально-мусковитовой формации встречаются в пегматитовом поле, расположенном в контактовой зоне карелид с беломоридами. Частной структурой, контролирующей размещение пегматитовых тел, по нашим данным, является сводовое антиклинальное поднятие, возникшее при карельском тектогенезе (рис. 1).

Антиклинальное поднятие прослеживается в северо-восточном направлении, поперечном к простиранию главных структур карелид. Ширина его около 2,5 км, протяженность 5—6 км. Шарнир структуры подымается к северо-востоку, где поднятие постепенно смыкается со структурами беломорид. На юго-западе наблюдается четкое периклинальное замыкание антиклинали. Структура имеет крутое (70—75°) падение крыльев и погружение замковой части.

Ядро антиклинали на современном эрозионном срезе сложено гранитизированными биотитовыми и эпидот-биотитовыми гнейсами беломорской серии архея. На крыльях и в замковой части развиты гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые и ставролит-кианит-гранат-биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов, амфиболовых сланцев и гнейсов; выше по разрезу залегают амфиболиты и амфиболовые сланцы с прослоями гранат-биотитовых и биотитовых гнейсо-сланцев.

Все эти породы в настоящее время относятся нами к наиболее ранней терригенно-вулканогенной формации нижнего протерозоя (возможно, верхнего архея) и разделяются на две толщи: нижнюю глиноземистую и верхнюю амфиболитовую. Породы обеих толщ смяты в крутые сжатые складки, опрокинутые в сторону ядра антиклинали.

Структура разбита густой сетью тектонических трещин, основная масса которых генетически связана с формированием антиклинального поднятия (трещины растяжения, скола, межпластового отслоения, разрыва складок и т. п.). Пегматиты, слагающие главным образом протяженные жильные тела, выполняют крутопадающие трещины, повторяющие очертания структуры, и располагаются на крыльях, в замковой части, реже в ядре антиклинали.

Пегматиты в пределах рассматриваемого поля характеризуются зональным пространственным размещением разных типов в геологической структуре участка и различными фазами пегматитового и последующих замещающих процессов. По этим признакам, а также по составу минеральных комплексов и внутренним структурам они разделяются на три типа (рис. 1).

I. Олигоклаз-микроклиновые мусковитовые пегматиты, слабодифференцированные.

II. Микроклин-олигоклазовые мусковитовые пегматиты, дифференцированные и зональные с локальным кварц-мусковитовым замещением.

<sup>1</sup> К альбиту отнесены все плагиоклазы №№ 3—10.



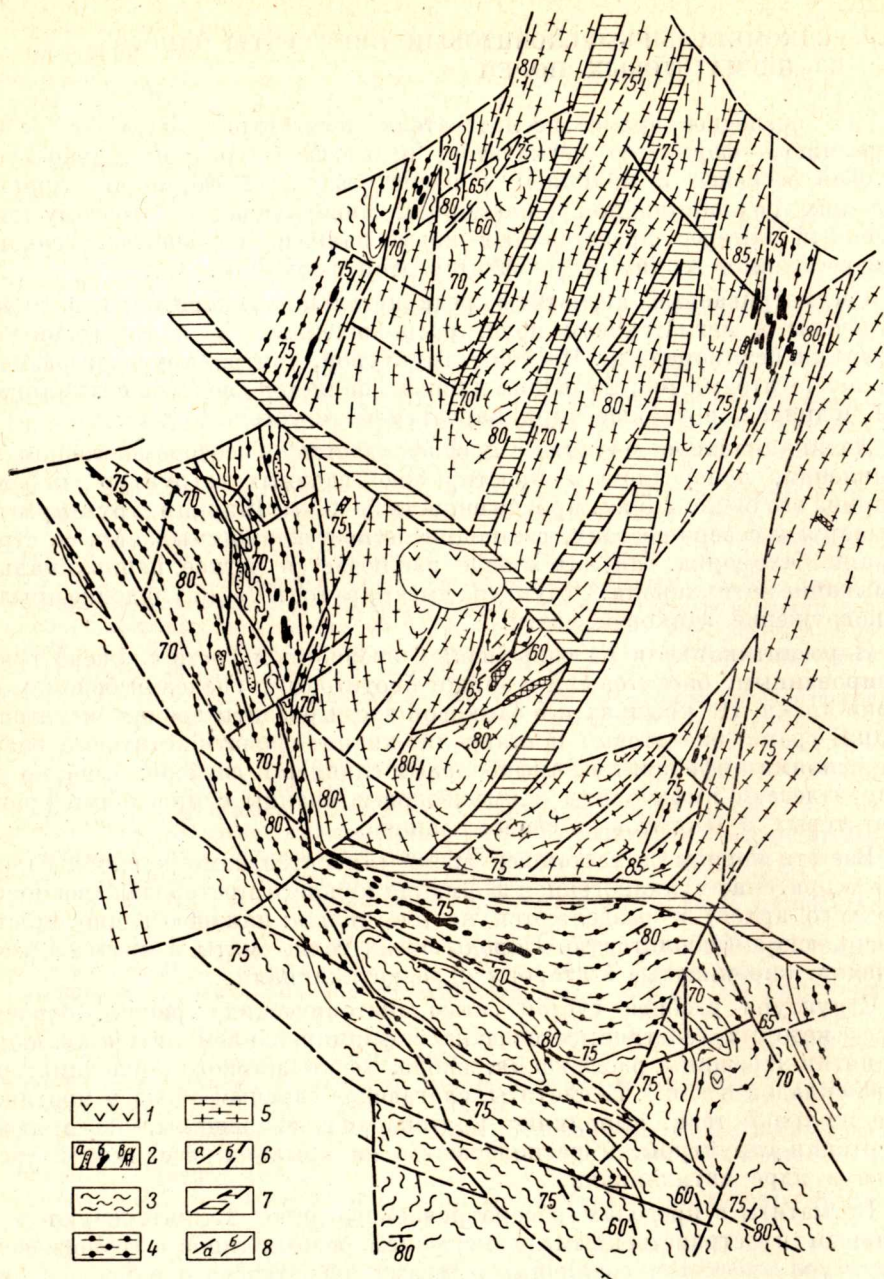


Рис. 1. Схематическая геологическая карта пегматитового поля.

1 — габбро-диабазы; 2 — пегматиты (а — микроклин-альбитовые редкометалльно-мусковитовые III типа, б — микроклин-олигоклазовые мусковитовые II типа, в — олигоклаз-микроклин-овые мусковитовые I типа); 3 — амфиболиты и амфиболовые сланцы; 4 — гранат-биотитовые, кyanит-гранат-биотитовые и ставролит-кyanит-гранат-биотитовые гнейсы; 5 — гранитизированные биотитовые гнейсы беломорской серии; 6 — разрывные нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые); 7 — зоны тектонических нарушений по геофизическим данным.



III. Микроклин-альбитовые пегматиты редкометально-мусковитовой формации зональные, с интенсивным кварц-мусковитовым замещением, проявлением поздней альбитизации и грейзенизации.<sup>1</sup>

Пегматиты I типа залегают среди гранитизированных биотитовых гнейсов в ядре антиклинали по трещинам, оперяющим более крупные продольные и поперечные разрывы (рис. 1). Они образуют крутопадающие короткие линзы и жилородовые с раздувами и апофизами образования протяженностью от 8 до 200 м, мощностью от 3—8 до 25—30 м в раздувах. Структура у контактов пегматоидная и графическая, в центре блоковая. В крупных жилах наблюдается центральная кварцевая ось из розоватого или водяно-прозрачного кварца. Минеральный состав: характерный красный микроклин, олигоклаз (An 13—19%), кварц, красноватый (рубиновый) и зеленовато-коричневый мусковит. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, гранат, шерл, ортит, магнетит, монацит. Мусковит хорошего качества, но содержание его невысокое. По данным спектрального анализа, Be в пегматитах практически отсутствует, т. е. содержание его находится в пределах ниже чувствительности метода анализа.

Пегматиты II типа уже приурочены к контакту гранито-гнейсов ядра антиклинали и глиноземистой толщи или же располагаются в глиноземистой толще на небольшом удалении (до 150 м) от ее нижнего контакта. Они слагают протяженные (до 300 м) жилы с апофизами, раздувами и разветвлениями на концах, реже более мелкие пластинообразные, линзовые и штоковые тела. Минеральный состав: альбит-олигоклаз (An 8—15%), белый и розовый микроклин, кварц, мусковит зеленовато-коричневого и серебристо-белого цвета, редко пластинки биотита, замещающего мусковитом. Акцессорные минералы: розовый гранат, шерл, апатит, магнетит, пирит, арсенопирит, монацит, очень редко танталит, колумбит и пироксид. Крупные пегматитовые жилы обладают четко выраженным дифференцированно-зональным строением: у контактов мелкозернистый олигоклазовый пегматоид и аплит-пегматит, дальше средне- и крупнозернистый микроклин-олигоклазовый пегматит пегматоидной, участками тонкографической структуры, затем блоковый и в центре кварцевое ядро или четковидная кварцевая ось. Кварц-мусковитовое замещение наблюдается преимущественно в зоне блокового пегматита. Содержание акцессорного бериллия в пегматитах данного типа больше, чем в пегматитах I типа (минимальное в микроклин и раннем кварце и максимальное в альбит-олигоклазовом пегматите с кварц-мусковитовым замещением). Это указывает на то, что данный тип пегматитов является как бы переходным к следующему, редкометально-мусковитовому типу.

К редкометально-мусковитовым пегматитам III типа относятся жилы, залегающие в средней и верхней частях разреза глиноземистой толщи, т. е. пространственно наиболее удаленные от гранитизированного ядра структуры. Тела пегматитов отличаются сложной морфологией и внутренней структурой и имеют согласно-секущие контакты с гнейсами. Одна из этих жил на поверхности представлена линейновытянутым на 260 м пластинообразным телом мощностью 1.5—2 м, падающим на северо-запад под углом 70—75°. На глубине 50—58 м оно резко сменяется крупным раздувом — камерой линзовидной формы, с «карманами», короткими апофизами и мелкими пегматитовыми линзами-сателлитами. Установленная бурением мощность раздува-камеры по нескольким сечениям составляет 23—50 м. Размер по падению до 125 м, глубже снова идет пластинообразное пегматитовое тело мощностью 3—5 м. Две жилы, залегающие параллельно на небольшом удалении одна от другой, прослежены по простиранию до 340 м. Форма их линзовая, мощность до 5—13 м. Одна из них падает на северо-запад под углом 65—70°, другая имеет более пологое (40—42°) падение по тому же азимуту. Вблизи поверхности в северной своей части обе жилы соединяются крупным раздувом-перемычкой мощ-



ностью 18—26 м с короткими апофизами, параллельными по падению. Склонение пегматитовых тел на юг—юго-запад, в стороны погружения антиклинали. В связи с этим последние две жилы характеризуются более глубоким эрозионным срезом, чем первая.

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты характеризуются зональным и асимметрично зональным строением, особенно полно выраженным в камерах-раздувах. Здесь выделяются до 4—5 зон пегматита, в том числе центральная крупноблоковая альбит-микроклиновая и мощное кварцевое ядро. Во всех зонах, за исключением кварцевого ядра, широко проявлен процесс кварц-мусковитового замещения. В меньшей степени развиты поздняя альбитизация с замещением раннего крупнокристаллического альбита и микроклина белым сахаровидным альбитом, изредка клевеландитом, а также турмалин-жильбертитовый грейзен в эндоконтактах жил.

Помимо главных минералов (альбит №№ 3—9, микроклин, кварц) пегматиты рассматриваемого типа содержат промышленный мусковит. Акцессорные минералы: берилл, марганцевистый гранат-спессартин, черный турмалин, апатит, не определенные пока ниобаты, сульфиды As и Fe, сподумен и розовый турмалин. Микроклин пегматитов серовато-белый. Мусковит двух генераций — ранний в крупных пластинках и пачках зеленовато-коричневого цвета и более поздний, преимущественно мелкочешуйчатый, зеленовато-желтого цвета.

Особенности внутреннего строения пегматитов изучены как с поверхности, так и на глубине. Одна из жил с поверхности, в своей апикальной части имеет следующее строение от контактов к центру (рис. 2, а):

- 1) тонкая (7—10 см) эндоконтактовая оторочка мелкозернистого альбит-олигоклазового пегматита апографической структуры;

- 2) альбитовый пегматит среднезернистый, апографический, с мелкими пачками и пластинами мусковита;

- 3) альбитовый пегматит крупнозернистый с отдельными крупными блоками альбита и участками замещающего кварц-мусковитового комплекса; во внутренней части этой зоны, со стороны висячего бока жилы, наблюдается развитие сахаровидного альбита, включения берилла, танталит-колумбита и сульфидная минерализация;

- 4) центральная зона крупноблокового альбит-микроклинового пегматита с мелкими участками замещающего кварц-мусковитового комплекса; со стороны висячего бока жилы в этой зоне выделяется подзона интенсивного развития позднего сахаровидного альбита с включениями кристаллов берилла.

Приведенная зональность на глубине 20—25 м (рис. 2, б) меняется следующим образом. Приконтактовый мелкозернистый пегматит полностью замещается кварц-мусковитовым комплексом, а в лежащем контакте, кроме того, развивается узкая оторочка из черного турмалина и чешуйчатого агрегата зеленовато-желтой слюды. Следующие две зоны средне- и крупнозернистого пегматита также характеризуются интенсивным кварц-мусковитовым замещением. В центре жилы имеет мощное (6—6.5 м) кварцевое ядро. Берилл здесь локализуется на периферии кварцевого ядра и вблизи него в альбитизированном пегматите. С бериллом ассоциируют колумбит-танталит и пироклор (последний включен в зеленовато-желтом мусковите). «Сквозными» минеральными примесями для всех зон, за исключением кварцевого ядра, как в этом, так и предыдущем разрезе являются гранат (пироп-альмандин и спессартин), шерл, апатит. Без особой закономерности, но преимущественно в кварц-мусковитовом комплексе встречаются арсенопирит и пирит.

В подзоне пегматитов III типа акцессорный берилл располагается на границе блоков альбита или микроклина и участков кварц-мусковитового комплекса, в сером кварце ядра у контакта или в самом альбите, образуя нередко кристаллы правильной столбчатой и короткопризматиче-



ской формы. Наблюдаются также мелкие агрегаты срастания берилла и зеленовато-желтого мусковита, среди которых присутствуют реликты незамещенного альбита и серого кварца. Кристаллы берилла трещиноватые, полупрозрачные. Цвет его голубовато-зеленоватый, зеленоватый, зеленовато-желтый, белый. В крупных кристаллах наблюдалась зональная окраска: нежно-желтая в центре (гелиодор), затем зеленоватая и серовато-белая по периферии. Показатели преломления высокие:  $N_o = 1.5910 - 1.5940$ ,  $N_e = 1.5872 - 1.5880$ ,  $N_o' - N_e' = 0.004 - 0.006$  (определение Г. П. Сафроновой, Институт геологии, г. Петрозаводск). Химический состав берилла:

	Голубовато-зеленоватый	Зеленовато-желтый	$\alpha$
SiO <sub>2</sub>	63.08	62.90	
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.11	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.20	18.20	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.44	0.30	
FeO	0.34	0.29	
MnO	0.02	0.08	
CaO	0.14	0.14	
MgO	0.20	0.15	
K <sub>2</sub> O	0.19	0.21	
Na <sub>2</sub> O	0.86	0.90	
BeO	10.94	10.96	
Li <sub>2</sub> O	0.86	0.99	
Rb <sub>2</sub> O	0.014	0.019	
Cs <sub>2</sub> O	2.50	2.30	
П. п. п.	1.70	1.76	
H <sub>2</sub> O гигр	Не обн.	0.06	
Сумма	99.52	99.37	

Характерной особенностью химизма берилла является высокое содержание щелочей (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O + Rb<sub>2</sub>O + Li<sub>2</sub>O + Cs<sub>2</sub>O = 4.42%), главным образом редких: Cs и Li. Содержание Rb в берилле в общем незначительное, и этот редкий щелочной элемент для него мало характерен. Кроме берилла литий концентрируется в зеленовато-желтом мусковите поздних генераций, в черном турмалине, а также образует изредка собственные минералы: сподумен и литиевый турмалин (эльбаит). Главными concentra-

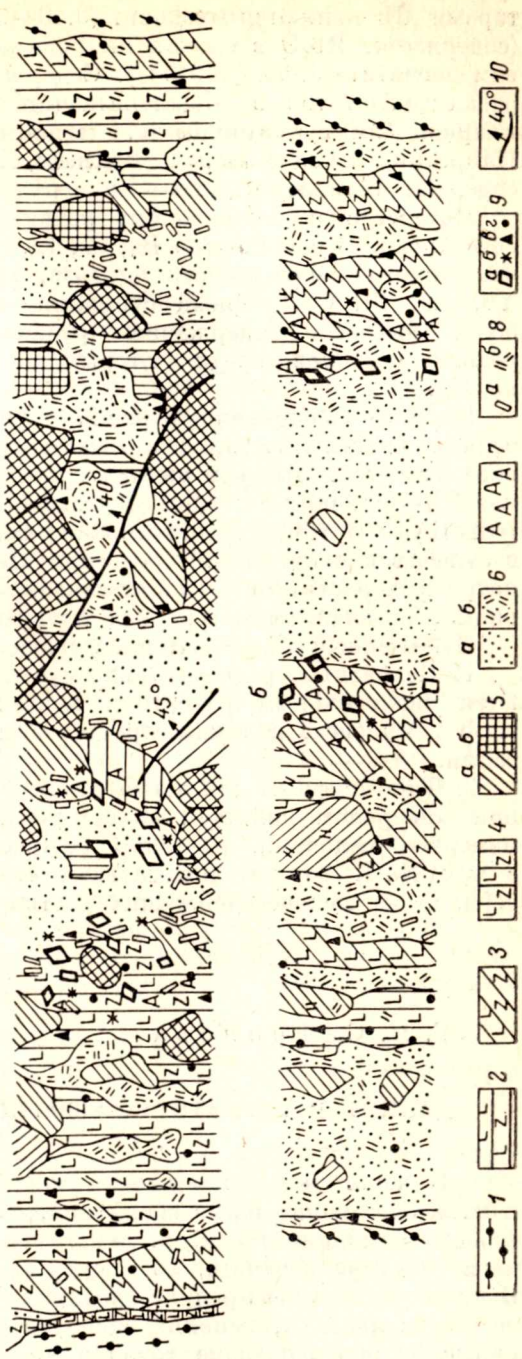


Рис. 2. Зональность в редкометалльно-мусковитовых pegmatитах.  
 а — разрез с поверхности; б — разрез на глубине; 1 — вмещающие калиты; 2 — гранат-биотитовые гнейсы; 3 — альбит-омикоклазовый пегматит мелкозернистый, апографический; 4 — альбитовый пегматит среднезернистый, апографический; 5 — блоки нозернистый; 6 — кварц (а — раннего альбита, б — микроклина); 7 — кварц-мусковитовый замещающий комплекс (б); 8 — мусковит в крупных пачках (а) и чешуйчатый (б); 9 — отщепленные минералы (а — берилл, б — галитало-ниобата; 10 — шерд, гранат); 10 — мелко тектонические разрывы.



торами Rb являются мусковит (0.10—0.256%) и микроклин всех зон (содержание  $Rb_2O$  в блоках микроклина 0.088—0.185%, в микроклиновом пегматите 0.032—0.045%). Содержание Ta, Nb, Sn в главных минералах пегматитов в общем незначительное и находится в пределах их кларков для гранитоидов или ниже чувствительности метода анализов. Напротив, такие минералы-примеси, как гранат и черный турмалин, содержат аномально высокие количества указанных элементов.

Интересен по содержанию редких элементов аксессуарный гранат-спессартин. В нем помимо Be, Cs, Li, Ta, Nb, Sn, по данным полуколичественного спектрального анализа, присутствуют Ge, Y, Zr, La, Cd, Yb, Ga, Bi, Co. Черный турмалин пегматитов отличается от граната более высоким содержанием редких щелочей и бедным спектром редких металлов, среди которых повышенное содержание имеет только Ga.

Высокое содержание в берилле редких щелочей показывает, что берилл кристаллизовался в относительно позднюю стадию пегматитового процесса. Высокое индикаторное отношение Na/K в берилле, равное 4.3—4.5, почти полное отсутствие Be во вмещающих гнейсах свидетельствуют о том, что образование берилла происходило в пегматитах в существенно натриевой среде при взаимодействии бериллосодержащих натриевых растворов с альбит-олигоклазом и микроклином ранней генерации, по-видимому, сразу за кварц-мусковитовым замещением.

Изложенный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Пегматиты редкометалльно-мусковитовой формации характеризуются значительным развитием в них кварц-мусковитового замещающего комплекса, а также процессов поздней альбитизации и грейзенизации.

2. Типоморфным для пегматитов редкометалльно-мусковитовой формации минералом является аксессуарный берилл. Обогащенность этого минерала щелочами, особенно редкими (Cs, Li) и высокое отношение в нем Na/K служит показателем относительно позднего образования берилла из щелочесодержащих растворов.

Г. П. Саффонова

## ДИККИТ В ПЕГМАТИТАХ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

В некоторых пегматитовых жилах Северного Приладожья встречаются каолиноподобные скопления, до сих пор не обращавшие на себя особого внимания геологов. Минералы группы каолинита в гранитных пегматитах не редкость, но происхождение их может быть различным. В одних случаях это продукты поздних гидротермальных фаз самого пегматитового процесса, заполняющие гнездообразные пустоты, занорыши и иногда сопровождающие топаз в виде своеобразного «сала» (Ферсман, 1960). В других случаях чистый явно кристаллический каолинит (точнее, вакрит) бывает связан с воздействием фтористых эманаций. И, наконец, минералы группы каолинита — типичные продукты выветривания, в том числе и древнего. Древние коры выветривания, развивающиеся по пегматитам, могут быть представлены белочетными рыхлыми каолинитовыми массами (Домбровская, 1970). Так что не безынтересно выяснить природу каолиноподобных образований в пегматитах Приладожья: продукты ли это древнего выветривания или результат гидротермальной переработки пегматита, т. е. имеет ли процесс аутометаморфический или наложенный характер.



В Северном Приладожье наиболее чистые каолиновидные образования, представленные диккитом, известны в жиле № 4 месторождения Люпикко, расположенного в восточной части Питкярантского пегматитового поля вблизи Салминского массива гранитов рапакиви. Это одно из крупнейших пегматитовых тел района, по данным П. А. Борисова (1954), имеющее мощность до 100 м, залегает на контакте скарнированных известняков сортавальской серии и слюдяных сланцев ладожской серии. В строении его явной структурной или минеральной зональности не отмечается. Неравномернозернистый смешанный пегматит с листоватыми выделениями биотита без видимых закономерностей сменяется более крупнозернистым существенно ортоклазовым пегматитом мелко-блоковой, графической и графикоподобных структур. Присутствие ортоклаза вместо обычного в пегматитах Приладожья микроклина — специфичная особенность пегматитов месторождения Люпикко, связанная, по-видимому, с термальным воздействием гранитов рапакиви.

Кварц в жиле № 4 крупных скоплений не образует. Выдержанная кварцевая ось отсутствует, но иногда встречаются небольшие (до 70 см в поперечнике) блоковые обособления кварца, окруженные пегматоидными выделениями ортоклаза. Мусковит для рассматриваемой жилы не характерен. Из слюд распространен биотит. Местами концентрируется черный турмалин и гранат. Жила бедна минералами последних фаз пегматитового процесса. Автометаморфогенные явления гидролиза и грейзенизации, с которыми могли бы быть связаны минералы группы каолинита, здесь практически не выражены.

Примерно в средней по простиранию части жилы пегматит пересекает поперечная крутопадающая минерализованная трещина, к которой и приурочены скопления особенно чистого мономинерального диккита. Трещина залечена кальцит-флюорит-кварцевой жилой с друзовым характером нарастания кристаллов кварца. У стенок ее выражены зонки геометрического отбора шириной до 1.5 см, сменяющиеся шестоватыми кристаллами полупрозрачного светло-серого кварца, которые смыкаются в центре жилы, а в раздувах, где мощность увеличивается до 25—40 см, в центральных полостях заканчиваются ограненными головками с наросшими на них игольчатыми кристалликами более позднего прозрачного кварца, зелено-фиолетового флюорита, жильбертитовидной слюдки и иногда кальцита.

Кварц цементирует также раздробленный в районе трещины пегматит, проникает в него вместе с флюоритом по тончайшим трещинкам-проводникам, в конце которых образуются гнезда темно-фиолетового флюорита, иногда превышающие 10 см в поперечнике.

Диккит развивается примерно в полуметровой полосе вокруг минерализованной трещины. В экзоконтактах залечивающей ее жилки пегматит местами превращен в легко рассыпающийся при ударе бело-желтый агрегат, состоящий из диккита с заключенными в него реликтовыми зернами полевого шпата, сохранившимися неизменными ихтиоглиптами кварца и новообразованиями этого минерала в виде микроскопических размеров кристаллов и друз. Обычно полному замещению диккитом подвергаются остроугольные обломки — измененные ксенолиты пегматита в жильном кварце. Но самые крупные скопления наиболее чистого диккита связаны с гнездами флюорита. Диккит сопровождает флюорит, образуя оболочки вокруг его выделений, а также развивается вдоль трещин в неизменном пегматите. Поперечник мономинеральных скоплений диккита достигает 12 см. Отдельные диккит-флюоритовые гнезда бывают соединены тонкими (1—1.5 см) жилками диккита.

Диккит в таких крупных мономинеральных скоплениях — чистый, белый, жирный на ощупь. В свежем изломе обнаруживается его сахаровидный излом, тонкокристаллическое сложение, а в шлифах под микроскопом выявляется беспорядочная ориентировка тесно сросшихся чешуй-



чатых кристаллов, размеры которых не превышают десятой доли миллиметра, что затрудняет определение оптических констант.

Диккит из более мелких стяжений, особенно в верхних частях жилы, приобретает светло-желтую окраску, по всей вероятности обусловленную гидроокислами железа.

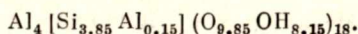
По времени образования диккит в целом сингенетичен кварцу, но предшествует последней его генерации. Поздний кварц, обрастающий более ранние ограненные кристаллики, захватывает диккит параллельно зонам роста. Гнезда диккита секутся тонкими (2—3 мм) жилками жиль-бериттоподобной слюдки, которая нарастает также на ограненные головки кристаллов кварца.

Тонкокристаллический диккит как белой, так и светло-желтой окраски после раздавливания на предметном стекле дает обычную для этого минерала дифракционную картину и имеет идентичные параметры элементарной ячейки (см. таблицу).

Химический состав явно кристаллического белого диккита из жилы № 4 Люпикко (аналитик В. А. Доильнищина) близок к теоретическому:

SiO <sub>2</sub>	44.85
TiO <sub>2</sub>	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12
FeO	Не обн.
MnO	0.004
MgO	Не обн.
CaO	0.20
Na <sub>2</sub> O	Сл.
K <sub>2</sub> O	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.46
П. п. п.	13.59

Формула, рассчитанная по данным анализа на основе 8 катионов в формульной единице (Борнеман-Старынкевич, 1964), имеет следующий вид:



Кроме алюминия и кремния в таком дикките присутствует еще 0.12% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, видимо замещающего алюминий, и 0.2% CaO, скорее всего являющегося механической или адсорбированной примесью.

Набор элементов-примесей, выявленных в дикките спектроскопически, более широк. Согласно полуколичественным определениям, выполненным в лаборатории спектрального анализа Института геологии Карельского филиала АН СССР, диккит обычно содержит натрий, калий, магний, кальций в количествах, достигающих десятой доли процента. Менее распространены в нем марганец, галлий, титан — до сотой доли процента; бериллий, бор, свинец, ванадий, иттрий, медь, стронций — тысячные и десятитысячные доли процента.

По характеру спектра рассеянных элементов диккит отличается от заключающих его полевых шпатов, в которых тем же методом анализа не улавливаются бор, ванадий, иттрий, в меньших количествах устанавливаются бериллий, медь, галлий, хотя концентрация галлия относительно алюминия в полевых шпатах как будто бы выше, чем в дикките. Очевидно, при образовании диккита имел место привнос многих элементов, не свойственных полевым шпатам пегматитовой жилы.

Таким образом, в жиле № 4 месторождения Люпикко, диккитовая минерализация не связана с пегматитовым процессом, а имеет наложенный характер. Об этом с достаточной очевидностью говорит приуроченность диккита к пострудной трещине, пересекающей жилу и брекчирующей пегматит.

В то же время диккит не связан и с древним выветриванием, так как результатом выветривания пегматитов обычно является каолинит, а дик-



Результаты расчета дебаеграмм диккита

Жила № 4 Люпикко				Серая Горка	
светло-желтый скрыто-кристаллический диккит		белый явнокристаллический диккит		кварц-диккит-каолининовый агрегат	
I	d	I	d	I	d
100	7.17	100	7.16	100	7.18
11	4.466	10	4.448	21	4.462
22	4.439	—	—	30	4.358
21	4.366	14	4.374	13	4.254
20	4.266	8	4.270	26	4.175
34	4.122	20	4.1253	17	4.133
10	3.962	3	3.9654	7	3.958
26	3.789	17	3.7951	14	3.850
16	3.581	54	3.5814	8	3.732
14	3.432	6	3.4321	60	3.581
4	3.260	2	3.2643	5	3.424
6	3.096	3	3.0956	8	3.368
5	2.935	2	2.9421	22	3.346
6	2.792	3	2.7951	2	3.248
—	—	1	2.6579	13	2.559
18	2.561	6	2.5608	8	2.531
6	2.523	2	2.5273	13	2.493
19	2.507	12	2.5041	6	1.488
10	2.387	6	2.3872	—	—
42	2.324	24	2.3231	—	—
5	2.208	3	2.2126	—	—
—	—	1	2.1910	—	—
—	—	1	2.1052	—	—
14	1.975	8	1.97375	—	—
2	1.938	1	1.93482	—	—
3	1.894	2	1.89531	—	—
4	1.858	2	1.85823	—	—
5	1.791	2	1.79129	—	—
15	1.650	7	1.65017	—	—
—	—	1	1.61093	—	—
—	—	1	1.38809	—	—
7	1.557	3	1.55591	—	—
14	1.489	4	1.48831	—	—
$a=(1.59 \pm 0.004)\text{Å}, b=8.934,$ $c_0=14.426, \beta=96^\circ 53'$		$a_0=5.126, b=8.936,$ $c_0=14.430, \beta=96^\circ 46'$			

Примечание. Аналитик В. И. Соколов.

кит — более высокотемпературный представитель группы каолинита, имеющий гидротермальное происхождение (Дир и др., 1961).

Тесная парагенетическая ассоциация диккита с кварцем и флюоритом в жиле № 4 месторождения Люпикко подтверждает его связь с гидротермальным процессом.

Наиболее вероятным источником термальных растворов могла являться расположенная поблизости интрузия гранитов рапакиви. Аплиты этих гранитов и кварцевые порфиры секут пегматиты месторождения Люпикко. Кварцевые жилы, связанные с рапакиви, также отмечались Л. П. Свириденко (1968) в экзоконтактной зоне массива. О родстве флюорито-кварцевой жилки с рапакиви говорит и присутствие в ней флюорита. Этот минерал, по данным Л. П. Свириденко (1968), является преобладающим аксессуаром безовоидных разновидностей рапакиви, которые слагают прилежащие к месторождению Люпикко части массива. Кристаллизация магмы таких гранитов сопровождалась концентрацией в остаточном расплаве фтора, который выносился во вмещающие породы, в том числе и в пегматит, облегчая его разложение и образование диккита. Каолиноподобные образования, кроме жилы № 4 Люпикко, встречены



еще в пегматитовом теле Серая Горка, удаленном на большее расстояние от массива гранитов рапакиви. Крупное ( $300 \times 600$  м) штокообразное тело Серая Горка находится на мысу Куйваниеми, где оно приурочено к контакту гнейсо-гранитов и роговообманковых сланцев ладожской серии (Кратц, 1963). Шток Серая Горка имеет плагиомикроклиновый состав и характеризуется отсутствием четкой зональности, хотя, по данным П. А. Борисова (1954), намечаются ее фрагменты, выражающиеся в преобладании у контактов разномзернистого смешанного пегматита, по существу гранит-пегматита, и более крупномзернистого графического и пегматитидного пегматита в центре.

К настоящему времени это месторождение в значительной мере уже выработано, так что каолиноподобные продукты изменения полевых шпатов можно увидеть на останцах пегматита у южной оконечности мыса и на северо-западной стенке карьера. На общем серо-розовом фоне породы они выступают в виде желтых пятен и полос шириной до 6—7 см, которые как бы подчеркивают зону трещиноватости и дробления, пересекающую пегматит и уходящую в амфиболовые сланцы.

Трещины, брекчирующие пегматит, часто залечены кварцем, а во вмещающих породах анальцит-кальцит-кварцевыми жилками. С окварцеванием пегматита связано изменение полевых шпатов, приводящее к замещению их наряду с кварцем минералами группы каолинита, которые образуют скрытокристаллические массы, легко рассыпающиеся в светло-желтый или белый порошок, состоящий, как показал рентгенометрический анализ, из смеси диккита, каолинита и кварца. Присутствие каолинита свидетельствует о более низкой температуре растворов, проникавших в зону пострудной трещиноватости в жиле Серая Горка по сравнению с жилой № 4 Люпикко.

Таким образом, в пегматитах Северного Приладожья минералы группы каолинита, приуроченные к минерализованным трещинам, секущим пегматитовые тела, представлены диккитом и в меньшей степени каолинитом. Образование их не связано с собственно пегматитовым процессом или с древним выветриванием, а обусловлено воздействием на полностью сформировавшийся пегматит гидротермальных растворов и фтористых эманаций, источником которых могла быть Салминская интрузия гранитов рапакиви. Диккит может рассматриваться как типоморфный минерал зон наложенной минерализации в пегматитах.

### Литература

- Борисов П. А. Керамические пегматиты СССР и их заменители. М. Изд-во АН СССР, 1954.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы. Т. III. М., «Мир», 1966.
- Домбровская Ж. В. Древняя кора выветривания Прибайкалья. — В кн.: Кора выветривания, вып. II. М., «Наука», 1970.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968.
- Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1960.



## ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ ХРУСТАЛЬНЫХ ГНЕЗД И ОКОЛОГНЕЗДОВЫХ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Исследование типоморфизма минералов во всем многообразии этой проблемы имеет большое значение для поисков хрустальных гнезд-полостей с кристаллами кварца, пригодными для промышленного использования.

Хрустальные гнезда развиваются как более поздние, наложенные образования, пространственно связанные с кварцевыми жилами и пегматитами, а также приуроченные к отдельным трещинам и зонам трещиноватости горных пород (минерализованные трещины и зоны). Гнезда локализуются в различных частях кварцевых жил (часто на выклинивании их по падению) и под кварцевыми ядрами пегматитов (Карякин, Смирнова, 1967; Никитин и др., 1967, 1968; Эшкин, Карякина, 1971). Они имеют небольшие размеры (до первых кубических метров в объеме), но сопровождаются ореолами измененных пород по размерам, превосходящими в несколько раз размеры самих гнезд. Минеральный состав этих пород во многом аналогичен минеральному составу гнезд, а зона изменений в целом представляет собой область постепенно затухающего по мере удаления от гнезда метасоматического минералообразования. Эти измененные породы развиваются одновременно с формированием хрустального гнезда и могут рассматриваться как его внешняя зона, образованная за счет реакционной переработки первичных горных пород хрусталеобразующими растворами.

При проведении разведочных работ вероятность вскрытия зоны изменений выше, чем гнезда. Поэтому, имея четкое представление о типоморфных минералах хрустальных гнезд и ореолов измененных пород, можно достаточно объективно судить о наличии в данном месте хрустального гнезда, а в ряде случаев даже составить представление о его практической значимости.

В ходе многолетних работ по поискам и отработке хрустальных гнезд установлено, что в большинстве случаев они приурочены к породам, богатым кремнеземом — кварцитам, песчаникам, гранитоидам, кристаллическим сланцам (Карякин, Смирнова, 1967). Кроме того, хрустальные гнезда, в том числе имеющие большое практическое значение, были вскрыты также в различных других породах. На каждом из хрусталеносных месторождений гнезда с промышленным содержанием кристаллов кварца приурочены к одному, редко к двум-трем типам горных пород. Последние либо являлись наиболее хрупкими, благоприятными для развития трещиноватости, контролировавшей размещение хрустальных гнезд, либо благодаря своему минеральному и химическому составу активизировали процессы хрусталеобразования.

Разнообразие типов горных пород, вмещающих хрустальные гнезда, является одной из причин развития отличных по минеральному составу окологнездовых измененных пород. Так, в полимиктовых кварцитах и песчаниках наблюдается мусковитизация, реже каолинизация и альбитизация пород, образуется рутил. Аналогичные изменения типичны для кристаллических сланцев, гранитоидов и гнейсов с небольшим содержанием темноцветных минералов и с повышенным содержанием полевых шпатов, ставролита, дистена и других глиноземсодержащих минералов.

В сланцах и гнейсах, обогащенных темноцветными минералами (биотитом, амфиболами, гранатами), кроме указанных выше изменений, широко проявляется хлоритизация. Последняя является основным типом изменений амфиболитов, диабазов и других пород, сложенных в значительной мере магнезиально-железистыми силикатами. Наряду с хлоритиза-



цией часто наблюдается альбитизация, эпидотизация и карбонатизация пород.

Во всех типах измененных пород обычно отмечаются разнообразные акцессорные минералы, аналогичные таковым исходных пород (монацит, сфен и др.) или возникшие при формировании гнезд (рутил, апатит и др.).

Несколько своеобразны окологнездовые изменения карбонатных пород. Наибольшим развитием здесь пользуется окварцевание, доломитизация и в более ограниченном объеме мусковитизация пород (Эшкин, 1963).

Постоянной особенностью ореола измененных пород около хрустальных гнезд является в различной степени проявляющееся выщелачивание из пород кремнезема и других компонентов, присутствующих в исходных породах в повышенном количестве. Интенсивность выщелачивания постепенно возрастает по мере приближения к гнезду, за счет чего увеличивается пористость пород вплоть до перехода их в рыхлое состояние.

Выщелачивание представляет собой своего рода «типоморфный» признак процессов хрусталеобразования. Помимо этого выщелачивание компонентов боковых пород и перемещение их внутрь полости обуславливает четко прослеживаемую в большинстве случаев зависимость минерального состава гнезд от состава вмещающих горных пород.

В некоторых хрустальных гнездах в повышенном количестве встречаются минералы, главные компоненты которых практически отсутствуют в боковых породах (хлорит среди кварцитов, мусковит в карбонатных породах и т. д.). Такое явление наблюдается в том случае, когда ниже хрустале вмещающей толщ залегают породы, богатые этими компонентами. Последние выщелачиваются восходящими хрусталеобразующими растворами и путем инфильтрации перемещаются в вышележащие породы, концентрируясь в местах формирования гнезд (Эшкин, 1964).

Таким образом, состав вмещающих и в определенной степени подстилающих пород влияет на минеральный состав гидротермально измененных пород и в конечном счете на состав внутригнездового выполнения.

Многообразие горных пород и продуктов их окологнездовых изменений в действительности представляет собой сочетания сравнительно ограниченного числа главных пороодообразующих минералов. Если исходные горные породы слагаются кварцем, полевыми шпатами, биотитом, мусковитом, ставролитом и амфиболами, то в их измененных разностях мы наблюдаем помимо кварца мусковит или хлорит, реже и в меньшем количестве альбит или адуляр, галлуазит, хризотил-асбест и некоторые другие минералы. Как последние из указанных минералов, так и многие другие являются примесями в гнездовых массах. По этой причине тип парагенезиса в хрустальном гнезде определяется по существу развитием мусковита или хлорита, что, как указывалось выше, зависит от состава вмещающих горных пород.

Общий список минералов, встреченных в хрустальных гнездах, насчитывает несколько десятков наименований, но, как уже указывалось, их роль в формировании минеральных парагенезисов далеко не равнозначна. Среди этих минералов прежде всего можно выделить реликтовые и вторичные минералы.

К реликтовым относятся минералы, присутствующие в первичных горных породах и сохраняющиеся в измененных (мусковит, различные акцессорные минералы горных пород, кварц). Все они в процессе формирования гнезд претерпевают некоторые изменения — перекристаллизацию с повышением степени идиоморфизма, растворение с переотложением в виде тех же минеральных видов внутри полости гнезда. Наряду с этим количество минералов гнезд может существенно возрастать за счет вторичных минералов, образующихся при разложении ранее существовавших и неустойчивых в изменившихся физико-химических условиях. В составе вторичных минералов могут участвовать компоненты замещаемых минералов (мусковит по полевым шпатам, хлорит и рутил по темноцветным мине-



ралам), а также компоненты, привносимые хрусталеобразующими растворами. Среди последних наибольшим распространением пользуются легкоподвижные элементы и комплексы — щелочи, фтор, хлор, угольная, фосфорная и другие кислоты, находящиеся в растворах в ионной форме либо в виде легкорастворимых соединений. Образование легкорастворимых соединений является одной из причин переноса (иногда на значительные расстояния) таких элементов, как алюминий, титан и др.

Минералы хрустальных гнезд и околоснездовых измененных пород, как следует из приведенных выше данных, можно подразделить на главные (кварц, мусковит, хлорит), второстепенные (полевые шпаты, хризотил-асбест, эпидот, карбонаты, галлуазит и др.) и акцессорные (рутил, анатаз, брукит, флюорит, апатит, гематит и т. д.). Такое подразделение минералов является в определенной степени условным, так как в зависимости от особенностей формирования хрустального гнезда количество акцессорных минералов может возрасти настолько (например, рутила), что их правильнее отнести к разряду второстепенных, а второстепенные минералы могут развиваться в количествах, не уступающих главным. Если наличие одного из главных минералов — мусковита или хлорита — определяет общий тип минерального парагенезиса хрустального гнезда, то присутствие и распространенность второстепенных и акцессорных минералов будет характеризовать разные стороны специфики процессов хрусталеобразования — вариации химического состава боковых горных пород, изменения химизма и термодинамических параметров минералообразующих растворов и т. д. Эти же особенности процесса являются причинами появления в качестве второстепенных минералов хлорита (среди мусковита) и мусковита (среди хлорита).

Рассмотрим основные особенности минералов хрустальных гнезд и сопутствующих им измененных горных пород.

Кварц как породообразующий минерал представлен мелкими (в основной массе до 1 мм в поперечнике) зернами неправильной или близкой к изометрической формы с неровными извилистыми, временами зубчатыми границами. По мере приближения к хрустальному гнезду количество кварца обычно заметно снижается. Так, в кристаллических сланцах содержание кварца падает с 60—70 до 1—5% непосредственно в контакте с гнездом. Одновременно с этим возрастает относительное содержание крупной (более 0.5 мм) фракции кварца (табл. 1).

Таблица 1

Содержание кварца на контакте с хрусталоносными гнездами

Породы	Общее содержание кварца в породе, %	Содержание кварца по фракциям, %			
		—0.1 мм	0.1—0.25 мм	0.25—0.5 мм	+0.5 мм
Первичные биотит-кварцевые сланцы	64	20	29	9	6
Сланцы из средней части зоны изменений	33	7	11	8	7
Сланцы в контакте с гнездом (сильно измененные)	2.9	Ед. з.	0.5	0.8	1.6

По мере приближения к хрустальному гнезду возрастает степень идиоморфизма отдельных зерен кварца. В периферической части зоны изменений можно наблюдать появление на поверхности зерен кварца лишь отдельных мелких граней или головок субиндивидов. По направлению к гнезду явления регенерации усиливаются, отдельные субиндивиды, разрастаясь, сливаются друг с другом вплоть до образования единого правильно ограненного кристалла, в центре которого иногда хорошо заметен



зародыш — зерно породообразующего кварца (рис. 1). На поверхности таких кристаллов часто можно видеть включения мусковита, хлорита, рутила и др.

В направлении к хрустальному гнезду также меняются относительные размеры кристаллов кварца. Так, при одинаковом поперечном сечении длина их по  $L_3$  возрастает в 5—10 раз и больше. Степень «удлиненности» кристаллов может служить показателем относительной длительности и интенсивности процессов хрусталеобразования.

Содержание кварца в измененных породах зависит не только от первичного его содержания в исходных породах. Обогащение пород кварцем может также наблюдаться при разложении различных породообразующих минералов в условиях, когда выщелачивание кремнезема отсутствует или носит ограниченный характер. Это может иметь место в периферической части зоны изменений — в зоне разложения породообразующих

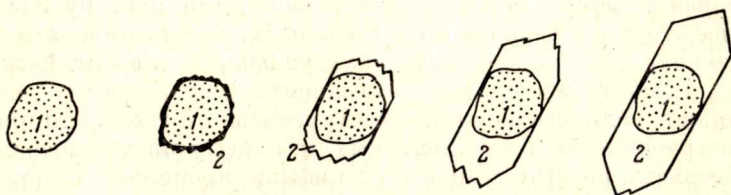


Рис. 1. Стадии регенерации зерна породообразующего кварца до образования нормально ограненного кристалла.

1 — породообразующий кварц; 2 — область регенерации.

минералов, однако общее содержание кремнезема на единицу объема сохраняется на прежнем уровне или даже несколько снижается за счет его частичного выщелачивания.

В хрустальных гнездах наибольшим распространением пользуется кварц с дымчатой или цитриновой (природной или возбуждаемой при облучении) окраской, слагающий отдельные зоны роста кристаллов или даже кристаллы в целом. Бесцветный и после облучения кварц представлен в виде сравнительно узких зон роста в средней и чаще в периферической части кристаллов. Отличие выделенных по окраске типов кварца может производиться как визуально, так и с помощью различных методов исследований. Особенно показателен метод термолюминесцентного анализа, с помощью которого можно устанавливать тип кварца даже в мелких зернах, когда визуальные наблюдения не могут решить поставленной задачи.

Как показали исследования, проведенные нами совместно с Г. Н. Богдановой, индивиды кварца из зоны измененных пород сложены как дымчатым кварцем или цитрином, так тем и другим кварцем совместно. Все это можно видеть на кривых термолюминесценции, причем по соотношению максимумов интенсивностей свечения при температурах 180—200° (цитрин) и около 300° (дымчатый кварц) представляется возможным количественно оценить соотношение этих типов кварца в измененных породах и по аналогии в хрустальном гнезде (рис. 2).

Изучение внутреннего строения и морфологии кристаллов кварца позволяет получить целый ряд дополнительных данных об условиях формирования хрустальных гнезд. Так, наблюдающаяся в естественных или предварительно облученных кристаллах зональность в виде чередующихся разноокрашенных зон роста свидетельствует об изменениях химизма, кислотности-щелочности и термодинамических условий минералообразования (Цинобер, Самойлович, 1971). Не меньшее значение имеют особенности скульптуры граней кристаллов. Например, развитие скелетных форм указывает на рост кристаллов в рыхлой массе гнездового выполнения (Эшкин, Карякина, 1971). Внутри таких кристаллов и в их



периферической зоне обычно наблюдаются многочисленные включения мусковита, хлорита и других минералов, захваченных в процессе роста кристаллов.

Мусковит является одним из наиболее распространенных минералов хрустальных гнезд. Он развивается там, где во вмещающих породах присутствуют полевые шпаты, ставролит, андалузит, дистен и другие глиноземсодержащие минералы. Имеет место также привнос глинозема хрусталеобразующими растворами, что приводит, например, к образованию мусковита в гнездах среди карбонатных пород и кварцитов (Эшкин, 1964), в трещинах среди амфиболитов. Этой же причиной вызвано замещение мусковитом биотита и хлорита в зонах околосредовых изменений. Привнос

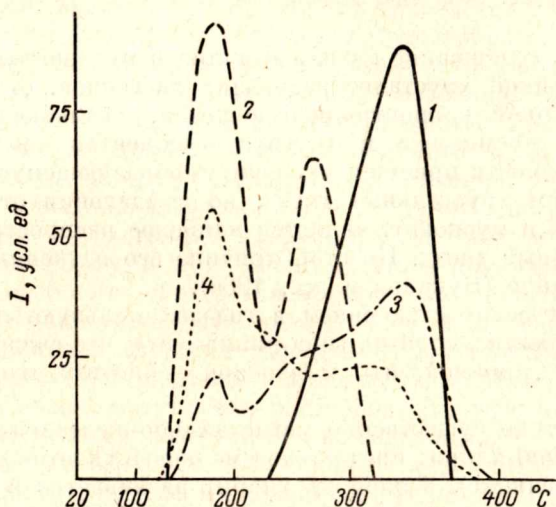


Рис. 2. Интенсивность термолюминесценции кварца при его нагреве до 400°.

1 — дымчатый кварц из гнезда; 2 — цитрин из гнезда; 3 — кварц из зоны измененных пород с преобладанием дымчатого; 4 — кварц из зоны измененных пород с преобладанием цитрина.

глинозема отмечается во всех случаях, когда общий разрез пород участка или хотя бы породы, подстилающие рудовмещающую толщу, характеризуются повышенным содержанием алюминия.

В краевой части зоны изменений чешуйки мусковита имеют неправильную, слегка удлинённую форму и «занозистые» очертания. Размеры индивидов не превышают 0.01—0.1 мм в поперечнике. Заметно возрастают эти размеры по направлению к гнезду (до 3—5 мм, иногда до 2—3 см). Возрастает также степень идиоморфизма индивидов мусковита. В породах, примыкающих к гнезду, и в самих гнездах пластинки мусковита часто приобретают правильные шестиугольные очертания.

В отдельных случаях можно наблюдать развитие радиально-листоватых агрегатов мусковита на стенках гнезд и друзовидные срастания чешуек внутри них. Такие агрегаты мусковита, по всей видимости, образуются путем кристаллизации из раствора, в то время как мелкочешуйчатая масса этого минерала представляет собой продукт гидротермальной переработки боковых пород и попадает внутрь полости при ее расширении в стороны разрыхленных стенок.

Мусковит, образующийся при процессах хрусталеобразования, отличается повышенным содержанием натрия и калия по сравнению с мусковитом, возникшим на более ранних этапах минералообразования, непосредственно не связанных с формированием хрустальных гнезд (табл. 2).



Таблица 2

Содержание щелочей в мусковите

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
K <sub>2</sub> O	4.80	6.20	8.45	8.30	8.00	7.40	9.00
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.15	1.48	1.28	1.60	1.80	1.30

Примечание. 1 — мусковит из кристаллических сланцев; 2 — мусковит из нехрусталеносной жилы; 3, 4, 5, 6 — мусковит из хрустальных гнезд в жилах и из минерализованных трещин; 7 — мусковит из хрусталеносной жилы вдали от гнезда.

Повышенное содержание натрия и калия в мусковитах из гнезд обусловлено спецификой хрусталеобразующих растворов, отличающихся относительно высокой концентрацией щелочей, вызывающей интенсивное выщелачивание кремнезема и других компонентов из боковых пород. Такие же особенности присущи мусковиту, образующемуся одновременно с формированием хрустальных гнезд, но в удалении от них (табл. 2).

Хлорит, как и мусковит, является наиболее распространенным минералом хрустальных гнезд. По этой причине его изучению уделяется постоянное внимание (Буканов и др., 1966).

Наибольшим распространением в гнездах пользуются магнезиально-железистые разновидности хлоритов типа рипидолита, что связано с их образованием за счет темноцветных минералов — биотита, роговой обманки, гранатов и др.

В гнездах среди существенно магнезиально-железистых пород (амфиболитов, диабазов) хлорит представлен мелкокешуйчатой массой (до 0.1—0.2 мм в поперечнике). Такой же хлорит развивается в породах, окружающих гнездо.

Значительно более крупные индивиды этого минерала (до 0.5 и более миллиметров) наблюдаются в гнездах среди кристаллических сланцев, где они концентрируются внутри полостей гнезд или в центральной части зоны изменений, располагаясь под кварцевыми жилами на их выклинивании или в лежачем боку. Скопления хлорита практически мономинеральны по составу. Мусковит, рутил, мелкие кристаллы кварца размещаются снаружи этих образований.

Такие особенности развития хлорита обусловлены повышенной миграционной способностью магния и железа по сравнению с другими компонентами. При низком содержании этих элементов в горных породах (сланцы) их потенциал в растворе также невысок, они могут испытывать значительные перемещения вплоть до полного выноса из области гнезда. При кристаллизации хлорита в таких условиях разрастаются крупные индивиды его.

Иная картина наблюдается в гнездах среди амфиболитов и других пород с высоким содержанием магния и железа. Высокий потенциал этих элементов в растворе вызывает появление внутри гнезд множества зародышей хлорита, рост которых ограничен, что и приводит к формированию тонкокешуйчатой массы.

Для хлорита из гнезд характерны сложные червеобразные сrostки («гельминты»), длина которых в 5—10 раз превосходит поперечные размеры и достигает 5—7 мм. Необходимо отметить, что максимальных размеров и наиболее сложной формы «гельминты» хлорита достигают внутри гнезд и в разрыхленных породах их стенок. На удалении от гнезд хлорит представлен отдельными чешуйками, рассеянными в породе или замещающими темноцветные минералы.

Изучение формы «гельминтов» хлорита внутри кристаллов кварца указывает на то, что они были захвачены растущими кристаллами как



механические примеси (беспорядочная ориентировка, выдержанность поперечных размеров и др.). Как нам представляется, образование основной массы хлорита происходило в раннюю стадию формирования хрустального гнезда в процессе гидротермальной переработки боковых горных пород. В меняющихся условиях кристаллизации кварца, разрастающегося в рыхлой гнездовой массе, периодически появляются условия, благоприятные для захвата твердых минеральных включений, сменяющиеся условиями, при которых происходит отталкивание частиц и «очищение» растущего кристалла.

Полевые шпаты в ряде случаев представляют собой группу довольно распространенных, но в то же время сравнительно мало изученных минералов хрустальных гнезд. С одной стороны, полевые шпаты — наиболее неустойчивые минералы при процессах хрусталеобразования. Они замещаются мусковитом, галлуазитом, эпидотом и цоизитом, кальцитом. С другой стороны, в хрустальных гнездах, особенно среди основных пород и пегматитов, наблюдается развитие альбита, иногда слагающего сплошную оторочку на стенках гнезда. Кроме него, в гнездах встречены отдельные кристаллы и друзы адуляра, нарастающие на стенках или расположенные в рыхлой гнездовой массе. Адуляр иногда наблюдается в виде включений в кристаллах кварца, где он имеет в целом «псевдоромбоэдрическую» форму и приурочен к зонам цитринового кварца.

Таким образом, альбит образуется в начальную стадию формирования гнезд, а адуляр в заключительную, что, по всей видимости, связано с повышенным содержанием натрия в первичных хрусталеобразующих растворах и устойчивостью потенциала калия в растворе. В то же время можно предположить и новое поступление растворов, что нуждается в подтверждении дополнительными фактами и наблюдениями.

В хрустальных гнездах и в зонах измененных пород довольно часто встречаются тонкодисперсные минералы из групп каолинита и галлуазита.

На одном из месторождений Урала в условиях развития коры выветривания нам представилась возможность изучить состав пелитовой массы от первичных кристаллических сланцев вплоть до гнездового выполнения. Характерная особенность такого разреза заключалась в том, что по мере приближения к гнезду каолинит сменялся галлуазитом, количество которого в гнездовой массе достигало 50—70%. Аналогичная картина наблюдалась около гнезд в пегматитах. Наличие галлуазита однозначно подтверждается данными термического и рентгеноструктурного исследований (рис. 3). Отсюда можно сделать вывод о том, что если образование каолинита связано с процессами выветривания, то развитие галлуазита происходит при хрусталеобразовании в условиях массового выноса щелочей (Эшкин, Карякина, 1971) и воздействия на породы слабокислых растворов. С последними связано образование цитрина в хрустальных гнездах (Цинобер, Самойлович, 1971), в связи с чем галлуазит можно считать поисковым признаком (по крайней мере для изученного месторождения) на хрустальные гнезда с цитрином в сланцах. В иных условиях кислотности—щелочности растворов в гнездах и околоснездовых породах вместо галлуазита будет развиваться мусковит. Присутствие в хрусталоносных образованиях минералов группы монтмориллонита связано с процессами выветривания хлорита, биотита и других минералов.

Рутил — это наиболее распространенный аксессуарный минерал в хрустальных гнездах. Широко известны длиннопризматические и тонковолокнистые включения рутила в кристаллах кварца («волосы Венеры»). В отдельных случаях содержание рутила в гнездовых массах достигает 15—20% и более. Как показывают наблюдения, образование рутила связано с процессами изменения ильменита и темноцветных силикатов — биотита, роговой обманки и др., в которых содержание  $TiO_2$  достигает 2% и более. В то же время содержание  $TiO_2$  в хлорите не превышает 0.9%,



а в мусковите, замещающем иногда биотит, 0.2—0.7%. При замещении ильменита рутилом железо обособляется в виде гематита.

Рутил, образующийся при разложении титансодержащих минералов, имеет короткостолбчатый облик и небольшие (до 0.1 мм по удлинению) размеры. Очень часто такой рутил представляет собой уплощенные парал-

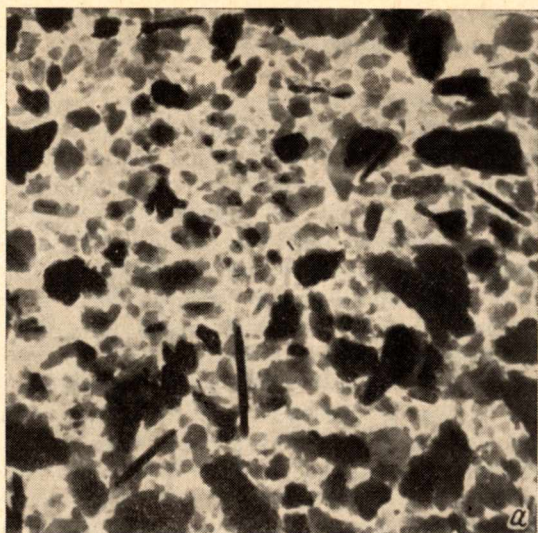


Рис. 3. Электронномикроскопические снимки.

а — чешуйчатый каолинит; б — игольчатый галлуазит с примесью каолинита. Увел. 5000.

лельные сростки неодинаковых по размерам индивидов, за счет чего они приобретают неправильную ступенчатую форму. По мере приближения к хрустальному гнезду размеры индивидов и сростков рутила заметно увеличиваются, достигая первых сантиметров по оси четвертого порядка. При этом разрастание кристаллов рутила происходит в основном вдоль  $L_4$  (рис. 4). Благодаря этому появляется возможность по отношению  $L_2 : L_4$  оценивать интенсивность и продолжительность процессов хрусталеобра-



зования. В самих хрустальных гнездах это отношение достигает  $1 : n \times 10$  при  $n > 1$ .

Следует заметить, что имеют место случаи, когда размеры рутила увеличиваются в значительно меньшей степени. Это связано с пониженным содержанием титана в боковых горных породах, фтора и хлора в минералообразующих растворах. С последними титан образует легкорастворимые соединения, способные мигрировать на значительные расстояния (Горощенко, 1970).

В одном из хрустальных гнезд рутил был представлен радиально-лучистыми расщепленными агрегатами. Здесь же были встречены мелкие кубические кристаллы флюорита. Повышенное содержание фтора в растворах явилось здесь одной из причин развития расщепленных индивидов рутила (повышенная миграционная способность титана и в связи с этим возрастание скорости роста рутила).

Образование рутила при разложении темноцветных минералов имеет место и при иных процессах, не связанных с формированием хрустальных гнезд. В этом случае кристаллы рутила имеют близкую к изометрической форму (рис. 5) с равноценным развитием граней пинакоида  $\{001\}$ , призм  $\{100\}$  и  $\{110\}$  и дипирамид  $\{101\}$  и  $\{111\}$ . Эти кристаллы отличаются более темной окраской, связанной с повышенным содержанием железа, большим удельным весом и меньшими параметрами элементарной ячейки (табл. 3). Два описанных типа

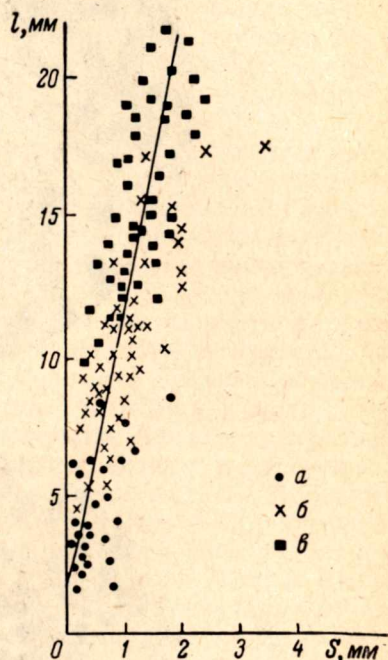


Рис. 4. Соотношения размеров кристаллов рутила по удлинению ( $l$ ) и в поперечном направлении ( $S$ ).

$a$  — крайняя часть зоны окологнездовых изменений;  
 $b$  — средняя часть зоны;  $в$  — породы из стенки гнезда.

рутила отчетливо различаются по кривым отражения в видимой области спектра.

В хрустальных гнездах наблюдается образование и других полиморфных модификаций  $TiO_2$  — анатаза и брукита. Эти минералы встречаются в виде включений во внешних зонах кристаллов кварца, а также как самостоятельные обособления в рыхлой гнездовой массе. Образование анатаза и брукита на последних стадиях формирования хрустальных гнезд происходит в условиях пониженных температур и давлений, чем обуслов-

Таблица 3

Главные различия двух типов рутила

Тип рутила	Габитусные формы	Удельный вес $\pm 0.01$	Параметры элементарной ячейки		Содержание железа, вес. %
			$a_0$	$c_0$	
Длиннопризматический (гнездовый) «Изометрический»	$\{100\}, \{110\}$	4.15—4.23	4.597	2.956	0.01
	$\{001\}, \{100\}, \{110\}, \{101\}, \{111\}$	4.24—4.29	4.588	2.954	0.3—0.5



лено появление не рутила, а минералов с более рыхлой кристаллической структурой.

Апатит встречается в хрустальных гнездах в виде одиночных кристаллов пластинчатого или короткостолбчатого облика или их сростков. Пластинчатые кристаллы апатита с Приполярного Урала были детально

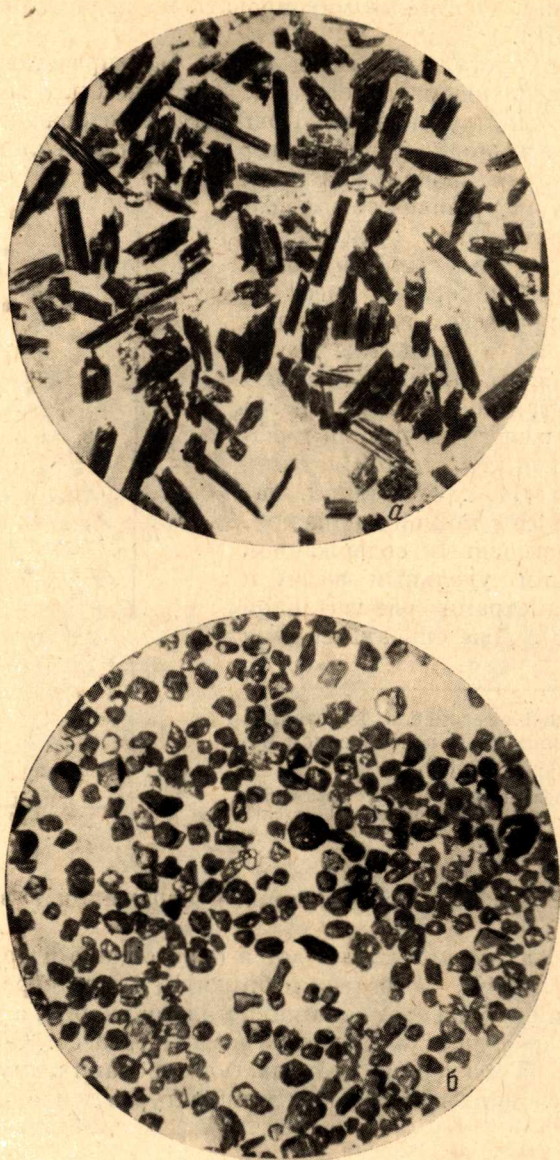


Рис. 5. Кристаллы рутила, увел. 15.

а — длиннопризматические; б — изометрические.

описаны В. В. Букановым (1961), а столбчатые за последнее время наблюдались нами на ряде месторождений Южного Урала. Среди полевошпатовой оторочки гнезд в амфиболитах были обнаружены даже длиннопризматические кристаллы апатита с отношением поперечных размеров к удлинению до 1 : 10. Короткостолбчатые кристаллы образованы гранями гексагональной призмы  $\{10\bar{1}0\}$ , пинакоида  $\{0001\}$  и гексагональной дипирамиды  $\{11\bar{2}1\}$ , наиболее крупные из них имеют блоковое строение



или представляют собой параллельные сростки по граням призмы. Окраска этого апатита светло-серая с зеленоватым оттенком, встречаются светло-бурые кристаллы. Размеры кристаллов по удлинению достигали 5—7 мм, в поперечнике не превышали 4 мм. Встреченные нами мелкие пластинчатые кристаллы апатита (0.5—1.0 мм) были приурочены к рыхлой внутригнездовой массе. Окраска кристаллов светло-серая. Основными габитусными гранями являются грани пинакоида {0001}, призмы {10 $\bar{1}$ 0} и в меньшей степени дипирамид {11 $\bar{2}$ 1} и {10 $\bar{1}$ 1}.

Изучение процессов изменения боковых пород около хрустальных гнезд указывает на вынос из них компонентов, входящих в состав апатита (Буканов, 1961; Карякин, Смирнова, 1967).

За последние годы внимание исследователей начинает привлекать поведение акцессорных минералов горных пород при процессах хрусталеобразования (Буканов, Швецова, 1966). Всестороннее изучение монацита, сфена и других минералов позволит выяснить комплекс дополнительных признаков для установления наличия и интенсивности процессов хрусталеобразования.

В краткой статье нет возможности рассмотреть все особенности минералов хрустальных гнезд и околоснездовых пород, рассмотреть затронутую проблему типоморфизма минералов этих образований во всем ее многообразии и широте. Однако уже приведенные данные по этому вопросу свидетельствуют о том, что появляется возможность, используя минералогические признаки, не только фиксировать проявление процессов хрусталеобразования, но и оценивать их длительность или интенсивность. Типоморфизм минералов и их парагенезисов является достаточно чувствительным индикатором особенностей состава и термодинамического состояния хрусталеобразующих растворов. Вместе с тем не вызывает сомнений, что проблема типоморфизма минералов, образующихся при формировании хрустальных гнезд, нуждается в дальнейшей разработке и детализации, хотя уже на современном этапе исследований она служит надежной теоретической основой для разработки методики поисков хрустальных гнезд по ореолам гидротермально измененных пород. Такая методика была предложена для внедрения на Южном Урале в условиях развития глубокой коры выветривания (Никитин и др., 1971).

Представления о типоморфных минералах хрустальных гнезд, о зависимости минерального состава гнезд от состава боковых и подстилающих горных пород позволяют по характеру измененных пород выявлять новые хрусталеносные объекты и месторождения в пределах известных провинций, а также в районах (Карелия, Кольский полуостров), где такие месторождения отсутствуют, но могут быть обнаружены попутно при проведении поисков других полезных ископаемых.

## Литература

- Бу кан ов В. В. Апатит из альпийского типа на Приполярном Урале. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1961, ч. 90, вып. 6.
- Бу кан ов В. В., Раз ни цы на Л. А., Ю ш ко ва Г. Е. Хлорит из жил альпийского типа района горы Неройки на Приполярном Урале. — В кн.: Петрография и минералогия Приполярного Урала и Тимана. М.—Л., 1966.
- Бу кан ов В. В., Шве цо ва И. В. Типоморфные особенности акцессорного монацита из жил альпийского типа Приполярного Урала. — Минер. сборник Львовск. геол. общ., № 20, вып. 4, 1967.
- Го ро щ ен ко Я. Г. Химия титана. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Ка ря ки н А. Е., С ми р но ва В. А. Структуры хрусталеносных полей. М., «Недра», 1967.
- Ни ки ти н В. Д., Ру ден ко С. А., Э ш ки н В. Ю. К генезису хрусталеносных пегматитов Урала. — Зап. ЛГИ, 1967, т. 52, вып. 2.
- Ни ки ти н В. Д., Ру ден ко С. А., Э ш ки н В. Ю. Закономерности размещения хрустальных гнезд в пределах одного из хрусталеносных полей Урала. — Зап. ЛГИ, 1968, т. 55, вып. 2.



- Никитин В. Д., Руденко С. А., Эшкин В. Ю.** Место хрусталеобразования среди процессов изменения метаморфических горных пород. — Зап. ЛГИ, 1971, т. 60, вып. 2.
- Цинобер Л. И., Самойлович М. И.** Структурные дефекты в кристаллах кварца как чувствительные индикаторы особенностей процесса минералообразования. Минералогия и минералогическая кристаллография. — Тр. Совещания по минералогической кристаллографии, посвященного памяти Е. С. Федорова, 1971.
- Эшкин В. Ю.** Гидротермальные изменения карбонатных пород около хрусталеносных жил. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1963, ч. 92, вып. 1.
- Эшкин В. Ю.** Об источниках минералообразующих компонентов на примере одного из хрусталеносных месторождений Приполярного Урала. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1964, ч. 93, вып. 6.
- Эшкин В. Ю., Карякина Т. А.** Некоторые особенности образования кристаллов кварца в пегматитовых жилах Южного Урала. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1971, ч. 100, вып. 4.

**О. И. Володичев**

### **ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА РАЙОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ**

В результате изучения геологии древних сложноскладчатых и глубокометаморфизованных докембрийских комплексов в последние годы получено много новых данных, свидетельствующих о длительной и сложной истории их геологического развития, о неоднократном участии пород в тектонических и метаморфических процессах, протекавших в разное время и в разных термодинамических условиях. Выделение в истории развития отдельных геологических событий и установление их последовательности стало возможным благодаря комплексному подходу к изучению геологии докембрийских комплексов — их стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма во взаимосвязи. При этом наиболее важная роль отводится корреляции во времени тектонических и метаморфических процессов, изучение которых базируется на интенсивно развивающейся в последнее время теории и практике структурного и парагенетического анализов. И если изучение взаимоотношения структурных элементов складок разных генераций позволяет установить относительное время образования тех или иных парагенезисов, то характер последних информирует об особенностях метаморфизма на данном этапе развития.

Полиметаморфические образования беломорского комплекса района центральной части Западного Беломорья, согласно последним данным, сформировались в течение трех длительных этапов тектоно-магматической деятельности (Володичев, 1972). Метаморфизм раннего этапа, соответствующий по температурным условиям гранулитовой фации, подразделяется на два периода — домигматитовый, соответствующий гранулитовой фации умеренных давлений или фации двупироксеновых гнейсов (Добрецов и др., 1970),<sup>1</sup> и период интенсивной мигматизации, метасоматоза и насыщения гранитным материалом с образованием ассоциаций фации высокого давления — высокотемпературной области фации дистеновых гнейсов и амфиболитов или выделенной нами субфации дистен-ортотлазовых гнейсов. В последующие этапы породы были диафторированы в условиях, близких к изобарическим, с постепенно снижающейся температурой до субфации дистен-микроклиновых гнейсов (температурный аналог амфиболитовой фации) и фации дистен-мусковитовых гнейсов (аналог эпидот-амфиболитовой фации).

Для пород района характерны ассоциации с кианитом, иногда вместе с калиевым полевым шпатом или мусковитом в глиноземистых гнейсах,

<sup>1</sup> Для классификации пород беломорского комплекса по степени метаморфизма в работе используется схема метаморфических фаций (Добрецов и др., 1970).



граната и диопсида с плагиоклазом и кварцем в основных и некоторых кислых по составу породах, роговой обманки с гранатом и диопсидом в амфиболитах. С другой стороны, среди них отсутствуют ассоциации с гиперстеном (за исключением редких ассоциаций домигматитового периода фации двупироксеновых гнейсов), куммингтонитом, кордиеритом, силлиманитом, ставролитом, хлоритоидом и хлоритом. Такой характер минеральных ассоциаций на современных схемах минеральных фаций (Маракушев, 1965, 1968; den Tex, 1965; Nietanen, 1967, Добрецов и др., 1970, и др.) независимо от положения линии равновесия киаит—силлиманит и невариантной точки киаит—силлиманит—андалузит, различного по экспериментальным данным разных авторов (E-an Zen, 1969), свидетельствует о метаморфизме пород района в условиях средних температур и высоких давлений. Ассоциации киаита со ставролитом, кордиеритом и силлиманитом встречаются в глиноземистых гнейсах смежных районов — к юго-западу от полосы оз. Поньгозеро—район ст. Шуерецкое и на севере, в районе Пиземских озер и далее к северо-западу. Эти ассоциации являются неравновесными, они возникли при участии беломорских гнейсов в метаморфизме периода карельской складчатости (Володичев, 1971), для которого характерен киаит-силлиманитовый тип метаморфизма (по: Miyashiro, 1961).

Дальнейшее подразделение пород по степени метаморфизма в пределах выделенной *PT*-области сопряжено с трудностями, так как, за исключением редко встречаемых парагенезисов в богатых  $K_2O$  глиноземистых гнейсах, которые нами используются в качестве реперных, остальные петрографические разности не содержат каких-либо индекс-минералов, свидетельствующих о вариации термодинамических условий метаморфизма. Это создавало впечатление изофациальности пород, метаморфизованных преимущественно в амфиболитовой фации (Судовиков, 1948; Шуркин и др., 1962). Вместе с тем наблюдающиеся противоречия петрологического характера (взаимоисключающие ассоциации киаит—калиевый полевой шпат и мусковит—кварц), некоторые геологические и петрографические наблюдения над взаимоотношениями пород и минералов, а затем и первые результаты анализов минералов из глиноземистых гнейсов, сформировавшихся в разные периоды деформаций (Володичев, 1969; Стенарь, Володичев, 1970), предполагали колебания *PT*-условий метаморфизма в процессе тектонического развития беломорид. В основу парагенетического анализа в таком случае могло быть положено только изучение закономерностей изменения при эволюции метаморфизма состава и структуры минералов и прежде всего сосуществующих Fe-Mg минералов переменного состава, устойчивых в широких пределах температуры и давления. Это относится и к изучению метаморфизма домигматитового этапа, которое сводилось к выявлению домигматитовых ассоциаций, плохо сохранившихся из-за интенсивных изменений при мигматизации, а в участках слабой мигматизации — при неоднократном диафорезе. Учитывая выявленные закономерности минералообразования при этих процессах и геологоструктурное положение изучаемых объектов, к парагенетическим ассоциациям домигматитового периода, обнаруженным в районе губы Поньгомы, были отнесены следующие:  $G_{30-35}-D_{20-25}-Pl_{28-42}-Kv$  (1) — в двупироксеновых гнейсах, подверженных при мигматизации гранатизации, амфиболизации и биотитизации;  $Ka_{10-11}-Di \pm Ol_{20}-Шп$  (2) — в кальцифирах, преобразование которых в гранат-скаполит-диопсидовые породы, судя по составу гранатов и диопсидов, проходило в условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов;  $Di-Pl_{70-75}$  (3) и  $Di-Pl_{38-42}-Kv$  (4) — в слабо гранатизированных диопсид-плагиоклазовых породах.<sup>2</sup>

<sup>2</sup> Цифры в ассоциациях у гранатов, биотитов, роговых обманок, диопсидов и оливинов обозначают общую железистость (*F*), у плагиоклазов — процент анортита, у кальцита — содержание магнезита.



К домигматитовым также следует отнести ассоциации гиперстена с диопсидом в слагающих субстрат мигматитов разгнейсованных, метаморфизованных и смятых в складки ультраосновных пород, которые участками за счет мигматизации приобретают гранат-диопсидовый состав.

Использование гиперстен-диопсидового геотермометра (Перчук, 1970) для ассоциации (1) указывает на возможную температуру ее образования, равную 700°. Температуру 650—700° дает использование кальцитового геотермометра (Graf, Goldsmith, 1958) по содержанию 10—11% магнетита в кальците, определенному химическим и рентгеноструктурным анализами в 3 образцах кальцифиров из района губы Поньгомы на Белом море и оз. Березового (2). Для кальцитов из кальцифиров гранулитовой фации Алданского и Анабарского щитов Б. Т. Лутц (1964) приводит содержание 9 и 10% магнетита. Эти данные позволяют определить гранулитовую фацию метаморфизма домигматитового периода. Судя по характеру ассоциаций — отсутствие граната и присутствие гиперстена, условия давления, по-видимому, были ниже, чем во время метаморфизма последующих периодов.

Для понимания особенностей метаморфизма в условиях фаций дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов наибольший интерес представляет парагенетический анализ трех групп пород гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов, гранат-диопсидовых амфиболитов и гранат-диопсид-плагноклазовых пород. Последние обычно бывают связаны взаимопереходами с амфиболитами и гранат-диопсидовыми породами.

Основой для выделения метаморфических фаций в этой *PT*-области явился наиболее детально разработанный в современной петрологии парагенетический анализ в глиноземистых гнейсах с использованием полученной закономерности изменения состава сосуществующих гранатов и биотитов, которые в соответствии с общими закономерностями изменения их состава при метаморфизме (Miyashiro, 1953; Kretz, 1959; A. Engel, C. Engel, 1960; Другова, Глебовицкий, 1965; Кориковский, 1967; Добрецов и др., 1970) подразделились на минералы гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В богатых  $K_2O$  глиноземистых гнейсах по составу граната этим группам соответствуют следующие парагенетические ассоциации:  $Gr_{62-67}-Bi_{29-31}-Ki-Ort-Pl_{28-33}-Kv$  (5),  $Gr_{76-77}-Bi_{40-41}-Ki-Мик-Pl_{30-32}-Kv$  (6),  $Gr_{85-86}-Bi_{45-49}-Ki-Му-Pl_{29-32}-Kv$  (7).

Встреченная в гнейсах района ст. Куземы ассоциация  $Gr_{81}-Bi_{49}-Ki-Мик-Му-Pl_{28-29}-Kv$  (8), отражающая условия моновариантного равновесия  $Ki+K_{пш}=Му+Kv$ , характерна для границы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. На схеме метаморфических фаций В. С. Соболева с сотр. (Добрецов и др., 1970) такое подразделение соответствует фациям дистен-мусковитовых и дистеновых гнейсов и амфиболитов. Последняя аналогична по температуре гранулитовой и амфиболитовой фациям и подразделяется нами на субфации дистен-ортоклазовых и дистен-мусковитовых гнейсов. Прежде чем перейти к анализу парагенетических ассоциаций в других породах остановимся на некоторых результатах изучения состава Fe-Mg минералов.

Гранат — один из самых распространенных минералов в породах района центральной части Западного Беломорья, он встречается почти во всех петрографических группах. При снижении степени метаморфизма в гранатах из различных пород отмечается закономерное снижение содержания пирона и увеличение железистости, а в гранатах из гранат-диопсид-плагноклазовых пород, амфиболитов и гранат-биотитовых ортогнейсов — увеличение содержания Са (см. таблицу, рис. 1). В отличие от гранатов глиноземистых гнейсов Станового хребта (Судовиков и др., 1965), Удокано-Становой зоны (Кориковский, 1967), Алдана (Маракушев, 1965), Приладожья (Лебедев, 1964; Судовиков и др., 1970) и других районов гранаты из пород Беломорья характеризуются повышенным содержа-



нием Са-компонента (6.2—11.6%), которое сохраняется с небольшими вариациями в гранатах всех ступеней метаморфизма (см. таблицу, рис. 1). Состав сосуществующих плагиоклазов при этом остается почти постоянным. Эти факты могут служить дополнительным признаком метаморфизма пород в условиях высоких давлений, которые сохраняются при диафторических процессах.

В результате геологоструктурного и петрологического изучения пород Беломорья была составлена сводная диаграмма полей составов гранатов разных фаций метаморфизма (рис. 2). Сопоставление парагенезисов в глиноземистых гнейсах и в первую очередь в богатых  $K_2O$  разностях с одновременно образовавшимися парагенезисами в сосуществующих гранат-

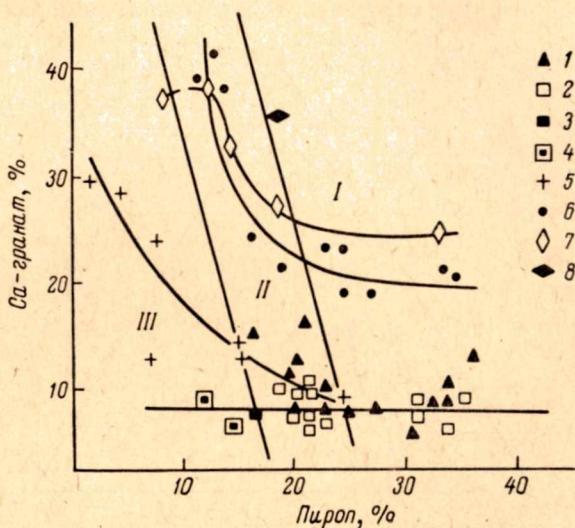


Рис. 1. Диаграмма содержаний Са- и Mg-составляющих гранатов из различных пород Беломорья и их эволюция при метаморфизме.

1—4 — глиноземистые гнейсы: гранат-биотитовые (1), кианит-гранат-биотитовые, иногда с калиевым полевым шпатом (2), кианит-гранат-биотитовые с микроклином и мусковитом (3) и кианит-мусковитовые гранат-биотитовые гнейсы (4); 5 — гранат-биотитовые ортогнейсы; 6 — гранат-диопсид-плагиоклазовые и гранат-плагиоклазовые породы, часто амфиболитизированные и биотизированные; 7 — гранатовые амфиболиты; 8 — гранат-скаполит-диопсидовые околоскарновые породы. I — субфация дистен-ортоклазовых гнейсов; II — субфация дистен-микроклиновых гнейсов; III — фация дистен-мусковитовых гнейсов.

диопсид-плагиоклазовых породах и гранат-диопсидовых амфиболитах позволило установить среди последних образования не только субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, но и субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов. В связи с этим следует признать, что гранаты из амфиболитов, относимые нами ранее (Стенарь, Володичев, 1970) на основании диаграммы Н. В. Соболева (1964) к гранулитовой фации (здесь субфации дистен-ортоклазовых гнейсов), являются минералами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма (соответственно субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов). В последующем при использовании более тонких методов изучения состава минералов границы полей гранатов, особенно для амфиболитов и гранат-диопсид-плагиоклазовых пород, возможно, будут уточняться. Это связано с тем, что большинство пород беломорского комплекса в большей или меньшей степени подвергалось диафторическим изменениям. Учитывая то обстоятельство, что минералы являются хорошими индикаторами, чутко реагирующими на изменение термодинамических и геохимических условий метаморфизма, в таких породах сле-



дует ожидать появление минералов разных генераций в виде самостоятельных индивидов или зональных кристаллов, что и отмечается при изучении шлифов. Поэтому необходимо иметь в виду, что анализ отобранных под биноклем мономинеральных фракций часто не может нам дать информацию об их истинном составе в данных условиях метаморфизма, он фиксирует, очевидно, среднестатистический состав минерала ранней и перекристаллизованной генерации, отражая степень перекристаллизации или степень участия пород в наложенных процессах. Такой зависимости благоприятствует сопряженное изменение железистостей сосуществующих Fe-Mg минералов (рис. 3).

В этом случае условия метаморфизма в какой-либо период деформаций наиболее достоверно будут отражать парагенезисы минералов из зон наи-

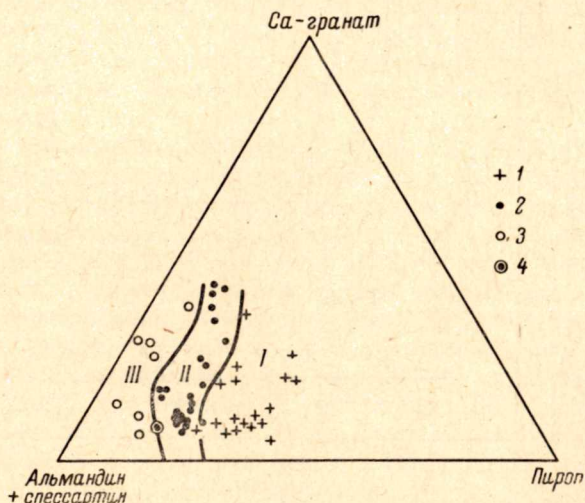


Рис. 2. Сводная диаграмма полей состава гранатов из пород беломорского комплекса разных петрографических групп разных фаций метаморфизма.

1 — гранаты из пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов (I); 2 — субфации дистен-микроклиновых гнейсов (II); 3 — фации дистен-мусковитовых гнейсов (III); 4 — границы фаций дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов.

более интенсивного проявления синтетектонической перекристаллизации, а также парагенезисы вновь образованных минералов, например, в ранее неметаморфизованных и впервые участвующих в складчатости габбро или гранитах. Большие возможности в решении этой задачи имеет также применение микроструктурного анализа минералов из пород, подверженных неоднократной перекристаллизации при деформациях, с последующим установлением структурно-равновесных парагенезисов с помощью микроанализатора.

В биотитах с понижением степени метаморфизма постепенно повышается железистость (см. таблицу), для некоторых биотитов устанавливается снижение содержания V и Cr. На содержание Ti в биотите, по-видимому, оказывает влияние как степень метаморфизма, так и щелочность среды, с увеличением которой биотит становится главным его концентратом. Глиноземистость биотитов в породах Беломорья от степени метаморфизма не зависит.

В породах всех стадий метаморфизма распространены роговые обманки двух групп, обогащенные гастингситовым и актинолитовым миналами, их различия обусловлены, вероятно, геохимическими условиями, характеризующимися нормальной или повышенной активностью щелочей для первой группы и повышенной активностью Si и Ca для другой. Общей для них закономерностью является повышение железистости при снижении



метаморфизма (см. таблицу). Для пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов более характерны актинолитовые роговые обманки со специфической золотисто-зеленовато-желтой окраской, плеохроирующей до почти бесцветной. Они богаты Si и бедны Al, Ti и щелочами, и по содержанию Ti,  $Al_{VI}$  и железистости сопоставимы с каринтинами.

Моноклинные пироксены относятся к ряду диопсид-геденбергита с небольшим содержанием авгитовой молекулы, а также Na,  $Fe^{3+}$  и Al. При понижении метаморфизма железистость пироксенов увеличивается.

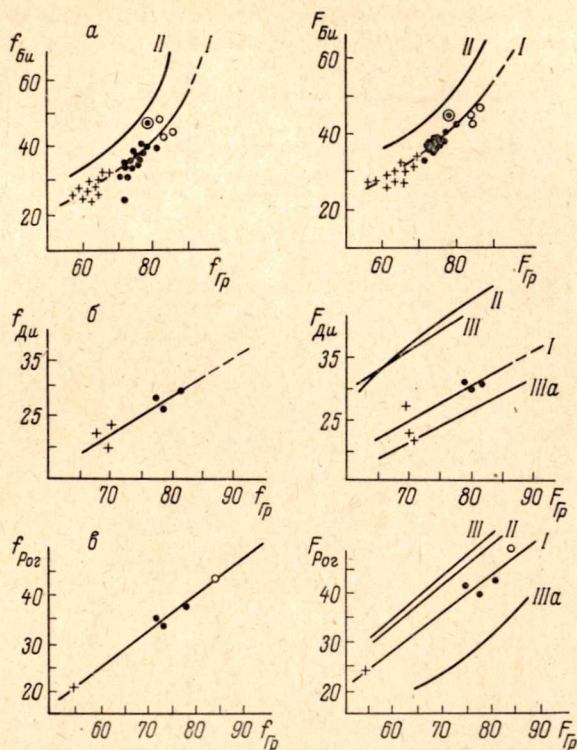


Рис. 3. Корреляции железистости ( $F$ ,  $f$ ) сосуществующих гранатов и биотитов ( $a$ ), диопсидов ( $б$ ) и роговых обманок ( $в$ ) из пород Беломорья ( $I$ ). Для сравнения нанесены подобные корреляции для других комплексов — по А. А. Маракушеву (1965) для гранулитовой фации ( $II$ ) и по Н. В. Соболеву (1964) для гранулитовой ( $III$ ) и эклогитовой ( $IIIa$ ) фаций.

Условные обозначения те же, что на рис. 2.

Корреляция железистостей сосуществующих гранатов—биотитов, роговых обманок и диопсидов устанавливает достаточно четкую зависимость, отражающую закономерное повышение железистости сосуществующих минералов с понижением метаморфизма (рис. 3). С другой стороны, сравнение с подобными корреляциями в породах других районов (Маракушев, 1965; Кориковский, 1967; Соболев, 1964, и др.) показывает, что гранатам с определенной железистостью в породах беломорского комплекса соответствуют более магнезиальные биотит, роговая обманка и диопсид, а корреляции железистостей граната с диопсидом и роговой обманкой на диаграммах (рис. 3) смещены к линиям корреляции минералов эклогитовой фации (Соболев, 1964). Эти данные, а также высокое содержание Са в гранатах глиноземистых пород и  $Al_{VI}$  в некоторых роговых обманках (Костюк, Соболев, 1965; Лик, 1967), вероятно, отражают специфику состава минералов из пород, метаморфизованных в условиях высоких давлений. Полученные результаты изучения закономерностей изменения со-



става минералов в породах Беломорья, таким образом, показывают что состав Fe-Mg минералов может быть использован в качестве надежного критерия для выделения среди качественно однообразных парагенезисов образований разных ступеней метаморфизма.

Метаморфизм субфации дистен-ортоклазовых гнейсов прошел стадию прогрессивного развития, характеризующуюся интенсивно проявленными процессами мигматизации и ультраметаморфизма, и заключительную, регрессивную стадию. Для первой среди глиноземистых гнейсов особенно характерен парагенезис кианита с ортоклазом (5). Другим породам этого

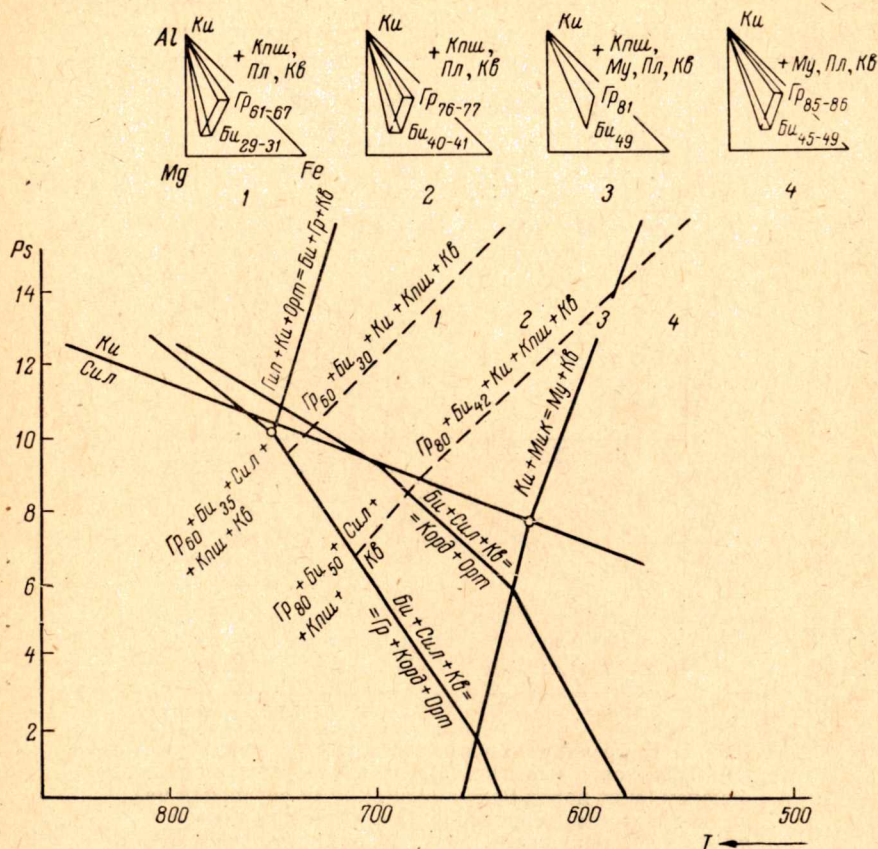


Рис. 4. Положение парагенетических ассоциаций в богатых  $K_2O$  глиноземистых гнейсах Западного Беломорья на  $P$ - $T$ -схеме минеральных фаций при  $P_{H_2O} = 1000$  атм., по А. А. Маракушеву (1968).

Линии постоянных железистостей граната и биотита в поле стабильности кианита и линия равновесия кианита с калиевым полевым шпатом и мусковита с кварцем проведены по нашим данным.

периода развития свойственны следующие парагенетические ассоциации: Гр<sub>58-64</sub>—Би<sub>29-32</sub>—Пл<sub>28-42</sub>—Кв (9) — в мелко- и среднезернистых гранат-биотитовых гнейсах; Гр<sub>56-61</sub>—Ди<sub>10-15</sub>—Пл<sub>43-62</sub>—Кв (10) — в гранат-диопсид-плаггиоклазовых породах; Гр<sub>55</sub>—Рог<sub>23</sub>—Пл<sub>47-51</sub>—Кв ± Ди, Ск (11) — в амфиболитах.

В регрессивную стадию ассоциация кианита с ортоклазом становится, по-видимому, неустойчивой. В условиях снижающейся температуры и увеличивающегося потенциала воды, очевидно, происходит реакция:  $Гр + Орт + H_2O \rightarrow Би + Ки + Кв$  с образованием парагенетической ассоциации Гр<sub>66-70</sub>—Би<sub>30-35</sub>—Пл<sub>29-32</sub>—Ки—Кв (12). При этом происходит перекристаллизация кианита из мелкоагрегатного, неразличимого макроскопически, в зерна размером до 3—5 мм. В гранат-диопсид-плаггиоклазовых породах на этой стадии устанавливается следующая парагене-



тическая ассоциация  $\text{Гр}_{66-70}-\text{Ди}_{23-27}-\text{Пл}_{26-32}-\text{Кв} \pm \text{Рог}$ , Би (13). Наиболее достоверно отражает условия регрессивной стадии ассоциация минералов в метаморфизованных гранитах первой возрастной группы (Володичев, 1972), участвующих в заключительных фазах складчатости раннего этапа развития беломорид  $\text{Гр}_{74}-\text{Би}_{43}-\text{Пл}_{20-25}-\text{Кпш}-\text{Кв}$  (14).

Для оценки физических условий метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых гнейсов нами используется  $PT$ -схема минеральных фаций для насыщенных  $\text{K}_2\text{O}$  бедных кальцием глиноземистых пород, предложенная А. А. Маракушевым (1968). На ней помещены расчетные линии наиболее важных минеральных равновесий, а также линии постоянной железистости

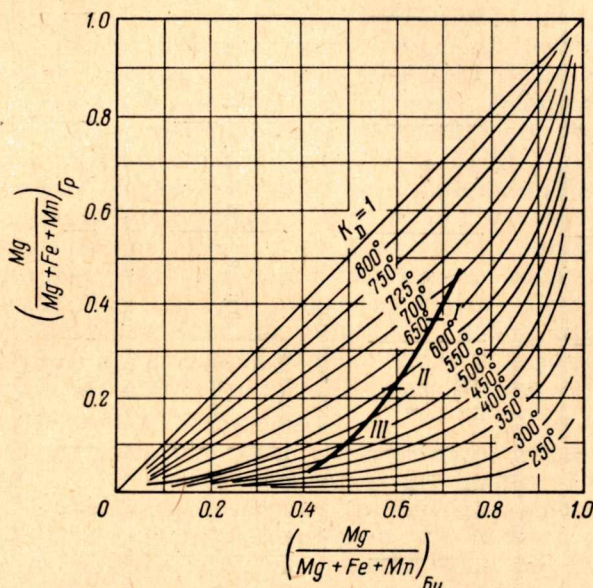


Рис. 5. Положение линии зависимости магнезиальности сосуществующих гранатов и биотитов из пород Беломорья на диаграмме фазового соответствия гранатов и биотитов, по Л. Л. Перчуку (1970).

I — субфация дистен-ортоклазовых гнейсов; II — субфация дистен-микроклиновых гнейсов; III — фация дистен-мусковитовых гнейсов.

ассоциации граната и биотита с силлиманитом и калиевым полевым шпатом. В поле устойчивости кианита за счет объемного эффекта инверсии кианит—силлиманит и иного характера корреляции железистостей граната и биотита (рис. 3) наклон линии постоянной железистости, по нашим расчетным данным, незначительно меняется (рис. 4).  $PT$ -условия метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых гнейсов на этой схеме ограничиваются положением линий моновариантного равновесия Би+Ки (Силл) = Корд+Орт, Гип+Ки+Орт = Би+Гр+Кв, Ки+Кпш = Му+Кв, Ки = Силл. По положению парагенетической ассоциации 5 на схеме можно заключить, что метаморфизм пород беломорского комплекса субфации дистен-ортоклазовых гнейсов проходил при  $T=660-720^\circ$  и давлениях 12—14 кбар. Более узкий интервал колебаний температуры дает применение гранат-биотитового геотермометра (Перчук, 1970) —  $700-650^\circ$  (рис. 5), причем температура метаморфизма пород в период мигматизации и ультраметаморфизма колеблется в пределах  $700-660^\circ$ , для заключительной регрессивной стадии характерны температуры  $670-650^\circ$ .

Показателем метаморфизма пород беломорского комплекса в условиях высоких давлений, помимо парагенезиса кианита с калиевым полевым



Некоторые константы гранатов, биотитов, роговых обманок и диопсидов из пород беломорского комплекса района центральной части Западного Беломорья

Порода	Гранат				Биотит			Роговая обманка				Диопсид	
	пироп, %	Ca-компо- нент, %	F	f	F	f	TiO <sub>2</sub>	F	f	a <sub>VI</sub>	a <sub>IV</sub>	F	f
Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов													
Глиноземистые гнейсы	27,6—36,4	6,4—11,6	58,2—69,9	58,0—69,4	29,3—35,4	25,3—34,2	2,27—4,98	—	—	—	—	—	—
Гранат-диопсид-плаггио- клазовые породы	23,3—34,5	18,8—22,7	56,2—70,0	55,6—70,0	38,2	33,9	4,44	—	—	—	—	21,2—26,7	20,0—24,0
Амфиболиты	34,2	24,8	54,6	54,0	—	—	—	22,6	20,9	20,0	8,8	—	—
Гранат-биотитовые ортогнейсы	23,9	8,1	73,8	73,7	43,1	41,0	4,0	—	—	—	—	—	—
Субфация дистен-микроклиновых гнейсов													
Глиноземистые гнейсы	19,6—25,3	6,2—11,3	73,2—82,3	73,0—82,3	36,8—40,8	31,3—40,0	2,4—3,48	—	—	—	—	—	—
Гранат-диопсид-плаггио- клазовые породы	11,1—15,4	22,8—40,9	78,6—82,1	77,5—81,3	—	—	—	—	—	—	—	30,0—37,4	26,0—35,0
Амфиболиты	12,0—18,7	26,7—38,0	74,3—81,3	73,6—77,9	—	—	—	40,0—42,1	34,2—37,0	17,5—22,0	19,3—24,8	—	—
Гранат-биотитовые ортогнейсы	13,9—14,2	13,9—14,6	83,4—83,7	83,0—83,1	48,3—49,0	42,0—46,1	2,26—3,56	—	—	—	—	—	—
Граница фаций дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов													
Глиноземистые гнейсы	16,9	7,1	80,9	80,9	49,1	47,0	2,50	—	—	—	—	—	—
Фация дистен-мусковитовых гнейсов													
»	12,1—14,5	6,2—8,4	85,5—86,5	84,0—85,9	45,0—48,4	43,0—47,5	2,70—2,93	—	—	—	—	—	—
Амфиболиты	7,9	35,9	84,3	83,8	—	—	—	48,9	43,3	24,4	19,5	—	—
Гранат-биотитовые гнейсы	2,9—7,9	23,9—28,0	88,6—96,0	88,3—95,6	50,4—58,5	43,0—57,0	—	—	—	—	—	—	—

Примечание.  $F = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \cdot 100\%$ ;  $f = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100\%$ ;  $a_{\text{VI}} = \frac{\text{Al}_{\text{VI}}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Al}_{\text{VI}}} \cdot 100\%$ ;  $a_{\text{IV}} = \frac{\text{Al}_{\text{IV}}}{\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Si}_{\text{IV}}} \cdot 100\%$ .



шпатом, может являться отсутствие при таких температурах гиперстена, который, по-видимому, в этих условиях становится неустойчивым и переходит в диопсид согласно реакции Гип+Пл → Гр+Ди. Согласно экспериментальным данным (Yoder and Tilley, 1962; Грин, Рингвуд, 1968), эклогитизация базальта начинается при  $T=600-800^{\circ}$  и  $P=10-13$  кбар, а при  $P=15-17$  кбар базальт полностью превращается в эклогит. Этот интервал давлений принимается за нижнюю границу эклогитовой фации (Соболев, 1964; Лутц, 1970), условия которой при метаморфизме в данном районе не были достигнуты.

Приведенные значения давлений сопоставимы с высокотемпературной областью фации дистеновых гнейсов (Добрецов и др., 1970), но температурные условия выше принятых нами на  $100^{\circ}$ . Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов параллелизуется с гранат-клинопироксеновой субфацией гранулитовой фации высоких давлений (den Tex, 1965), с роговообманково-клинопироксен-альмандиновой субфацией гранулитовой фации (de Waard, 1964), с гранулитами высоких давлений (Грин, Рингвуд, 1968) и с субфацией эклогитоподобных пород (Лутц, 1970). Породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов беломорского комплекса наиболее сопоставимы по условиям метаморфизма с породами ваханской серии юго-западного Памира (Зотов, 1968) и гранулитами Саксонии (Scheumann, 1954). На территории восточной части Балтийского щита среди гранулитовых комплексов — гранулитов кольской серии (Бондаренко, Дагелайский, 1968), Западной Карелии (Корсакова, 1969), Приладожья (Судовиков и др., 1970) и Лапландии (Escola, 1952) — породы беломорского комплекса при тех же или более низких температурах метаморфизованы в условиях более высоких давлений.

Таким образом, ранний период метаморфизма пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья характеризуется ассоциациями фации двушироксеновых гнейсов, предположительно сопоставимых с гранулитовыми комплексами Адданского и Анабарского щитов, слагающих нижние горизонты земной коры (Лутц, 1970). Ассоциации последующего периода, характеризующегося широким развитием процессов мигматизации и ультраметаморфизма, свидетельствуют о более высоких давлениях при метаморфизме, обусловленных, вероятно, низким геотермическим градиентом этого участка земной коры. Эти условия длительно сохраняются в истории геологического формирования района.

В результате неоднократного проявления последующей складчатости и метаморфизма в более низкотемпературных условиях породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов были интенсивно диафторированы, частично или полностью перекристаллизованы и сохранились к настоящему времени в виде небольших реликтовых площадей и участков.

Парагенетические ассоциации в породах субфации дистен-микроклиновых гнейсов, качественно аналогичные ассоциациям субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, отличаются более высокой железистостью всех сосуществующих минералов. Кроме того, калиевый полевой шпат здесь представлен неяснорешетчатым промежуточным триклинным микроклином ( $2V=-69-82^{\circ}$ ,  $\Delta\rho=0.80-0.93$ ) в отличие от нерешетчатого микропертита — высокого ортоклаза (Марфунин, 1962) с моноклинной ориентировкой ( $2V=-56-61^{\circ}$ ,  $\Delta\rho=0$ ) в субфации дистен-ортоклазовых гнейсов.

Среди глиноземистых гнейсов, образовавшихся в условиях дистен-микроклиновой субфации, микроклиносодержащие кианитовые гнейсы (6) распространены значительно меньше, чем кианитовые  $\text{Гр}_{75-79}-\text{Би}_{37-41}-\text{Пл}_{23-33}-\text{Ки}-\text{Кв}$  (15) и гранат-биотитовые  $\text{Гр}_{75-82}-\text{Би}_{38-47}-\text{Пл}_{25-30}-\text{Кв}$  (16). Для гранат-диопсид-плагноклазовых пород, амфиболитов и ортогнейсов характерны следующие парагенетические ассоциации:



Гр<sub>79-82</sub>—Ди<sub>31-37</sub>—Пл<sub>35-50</sub>±Рог, Ск, Эп, Кв (17), Гр<sub>74-81</sub>—Рог<sub>40-42</sub>—Пл<sub>28-32</sub>—Кв (18), Гр<sub>83-84</sub>—Би<sub>48-49</sub>—Пл<sub>20-25</sub>—Кв (19).

Положение парагенетической ассоциации (6) на *PT*-схеме минеральных фаций А. А. Маракушева (1968) и применение гранат-биотитового геотермометра Л. Л. Перчука (1970) характеризуют небольшой интервал колебания температуры при метаморфизме субфации дистен-микроклиновых гнейсов — 590—620° (рис. 4, 5). Сохранение качественного состава минеральных ассоциаций (кианита и калиевого полевого шпата, граната и диопсида) свидетельствует о небольших изменениях давления по сравнению с субфацией дистен-ортоклазовых гнейсов.

Особого рассмотрения заслуживает вопрос о границе температурных аналогов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма при высоких давлениях в районе центральной части Западного Беломорья. Нами вслед за Н. Л. Добрецовым и др. (1970) за их границу принимаются условия минерального равновесия микроклин + кианит = мусковит + кварц. Обычно описанное равновесие используется в качестве границы между гранулитовой и амфиболитовой фациями в соответствии с экспериментальными данными (Segnit, Kennedy, 1961; Винклер, 1969) и теоретическими расчетами (Перчук, 1970), которые свидетельствуют о постепенно увеличивающихся температурах реакции в области низких давлений (580—660°) и сохраняющихся на одном уровне (660—665°) при возрастании давления. А. А. Маракушевым теоретически было рассчитано положение этой линии на диаграммах *P*— $\mu\text{H}_2\text{O}$  (Маракушев, 1965) и *P*—*T* (Маракушев, 1968). Линия имеет наклон, уходя с возрастанием давления в область более низких температур. Полученные нами данные по метаморфизму глиноземистых гнейсов беломорского комплекса согласуются с выводами А. А. Маракушева. Ассоциация кианита с калиевым полевым шпатом характерна не только для температурного аналога гранулитовой фации — субфации дистен-ортоклазовых гнейсов (660—690°), но является устойчивой и при температурах, характерных для амфиболитовой фации, соответствующей в условиях высоких давлений субфации дистен-микроклиновых гнейсов (600—610°). Обнаруженная равновесная ассоциация кианита с микроклином и мусковитом (8) позволяет оценить переходные условия от фации дистеновых к фации дистен-мусковитовых гнейсов. Возможно, биотит в этой ассоциации неравновесен с гранатом такого состава и характеризует условия снижающейся температуры при развитии процесса. Об этом свидетельствует положение точки соотношения железистости граната и биотита вне довольно четкой корреляционной диаграммы (рис. 3), что сказывается также на результате определения палеотемпературы гранат-биотитовым геотермометром Л. Л. Перчука (620°?), которая явно завышена, если учесть, что для равновесных ассоциаций кианита с микроклином (6) тем же методом определена температура 600—610°. Вместе с тем эта ассоциация с данной железистостью граната на *PT*-схеме (рис. 4) и по содержанию пиропы и Са-компонента (рис. 1, 2) занимает отчетливое промежуточное положение между ассоциациями субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов. Ориентировочно температура реакции, согласно полученным данным, может быть оценена в 580—590°, т. е. значительно ниже, чем по экспериментальным и теоретическим данным в условиях низких и средних давлений.

В фации дистен-мусковитовых гнейсов ассоциация кианита с микроклином и мусковитом неустойчивы, и для насыщенных  $\text{K}_2\text{O}$  глиноземистых гнейсов характерны кианит-мусковитовые парагенезисы (8). Структурно-метаморфическое изучение показывает, что среди недосыщенных  $\text{K}_2\text{O}$  глиноземистых гнейсов фации дистен-мусковитовых гнейсов распространены кианит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Парагенезисы в них, а также в гранат-диопсид-плагноклазовых породах пока нами не изучены. Парагенетические ассоциации в амфиболитах и гра-



нат-биотитовых ортогнейсах характеризуются повышенной железистостью сосуществующих минералов:  $\text{Gr}_{84}-\text{Pog}_{49}-\text{Pl}_{29-32}-\text{Эп}-\text{Ди}-\text{Кв}\pm\text{Ск}$  (20),  $\text{Gr}_{89-96}-\text{Би}_{50-59}-\text{Пл}-\text{Кв}\pm\text{Мик}$ ,  $\text{Му}$  (21).

Геологические и петрологические исследования показали, что мусковит как во вмещающих породах, так и пегматитах беломорского комплекса может образоваться только в условиях фации дистен-мусковитовых гнейсов, которые, таким образом, являются благоприятными для образования слюдоносных пегматитов. Выявление зон диафтореза фации дистен-мусковитовых гнейсов в Беломорье в связи с этим имеет большое практическое значение.

Для ассоциаций фации дистен-мусковитовых гнейсов определены температуры  $500-550^\circ$  (рис. 4, 5). Судя по отсутствию ставролита в благоприятных по составу породах, условия высоких давлений сохранились и были выше, чем при ставролит-кианитовой фации глубинности (Кориковский, 1970). Это отличает комплекс пород центральной части Западного Беломорья от его периферических частей, прилегающих к нижнепротерозойским образованиям, которые вместе с этими зонами беломорид в нижнепротерозойское время претерпели метаморфизм в условиях умеренных давлений.

Подводя итог всему вышесказанному, отметим еще раз, что выделение среди однообразных по петрографическому составу пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья образований разных ступеней метаморфизма и установление некоторых закономерностей эволюции метаморфизма в истории геологического развития этой части беломорид стало возможным благодаря применению парагенетического анализа, основанного на выявленной закономерности изменения состава главных породообразующих минералов в тесной связи с геологоструктурными исследованиями, позволившими разделить во времени отдельные проявления метаморфизма.

### Литература

- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
- Володичев О. И. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма (район центральной части Западного Беломорья). — Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1969.
- Володичев О. И. Метаморфизм докембрийских комплексов в Прибеломорье и Западной Карелии. — Тезисы докл. на Межобл. конф. по теме: «Геология и полезные ископаемые Карелии». Петрозаводск, 1971.
- Володичев О. И. Ранний метаморфизм пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья. — Автореф. дисс. М., 1972.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Переход габбро в эклогит. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л., «Наука», 1965.
- Зотов И. А. Некоторые особенности магматизма и метаморфизма кристаллического комплекса юго-западного Памира. — Автореф. дисс. М., 1968.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М. «Наука», 1962.
- Кориковский С. П. Парагенезисы и пределы устойчивости ставролита в метаморфических сланцах различной глубинности. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.
- Корсакова М. А. Комплекс гранулитов Восточно-Финляндской антиклинорной зоны. — Тезисы докл. на Межобл. конф. молодых ученых по теме: «Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР». Петрозаводск, 1969.
- Костюк Е. Л., Соболев В. С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка—актинолит в метаморфических породах. — ДАН СССР, 1965. т. 164, № 4.



- Лебедев В. И. Гранаты и биотиты пород ладожской формации и их петрологическое значение. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. II. Л., 1964.
- Лик Б. Е. Соотношения между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964.
- Лутц Б. Г. Реакции и ступени глубинного метаморфизма. — Автореф. дисс. М., 1970.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.
- Соболев В. С. Физико-химические особенности минералообразования в земной коре и мантии. — Геология и геофизика, 1964, № 1.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
- Стенарь М. М., Володичев О. И. К вопросу о реликтовой гранулитовой фации регионального метаморфизма в Западном Беломорье. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.
- Судовиков Н. Г. Геология и петрология архея Западного Беломорья. Автореф. дисс. Л., 1948.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелова А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. М.—Л., «Наука», 1965.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука», 1970.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье Н. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Den Tex E. Metamorphic lineages of orogenic plutonism. — *Geol. Mijnb.*, 1965, 44 jaarg, 4, № 1.
- E-an Zen. The stability relations of the polymorphs of aluminium silicate: A survey and some comments. — *Amer. J. Sci.*, 1969, vol. 267, № 3.
- Engel A. E. J., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains. New York. Part II, Mineralogy. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 71, № 1.
- Eskola P. On the granulites of Lapland. — *Amer. J. Sci.*, 1952, Bowen volume.
- Graf D. Z., Goldsmith J. R. The solid solubility  $MgCO_3$  in  $CaCO_3$ , a revision. — *Geoch. et Cosmochim. Acta*, 1958, № 13.
- Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism. — *J. Geol.*, 1967, vol. 75, № 2.
- Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of South-western Quebec with emphasis on distribution of elements in co-existing minerals. — *J. Geol.*, 1959, vol. 67, № 4.
- Miyashiro A. Calcium poor garnet in relation to metamorphism. — *Geoch. et Cosmochim. Acta*, 1953, vol. 4, № 4.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. — *J. Petr.*, 1961, vol. 2, № 3.
- Scheumann K. H. Bemerkungen zur Genese der Gesteins- und Mineralfazies der Granulite. — *Geologie*, 1954, vol. 3, № 2.
- Segnit E. R., Kennedy G. C. Reactions and melting relation in the system muscovite-quartz at high pressures. — *Amer. J. Sci.*, 1961, vol. 259, № 4.
- Ward D. A. proposed subdivision of the granulite facies. — *Amer. J. Sci.*, 1964, vol. 263, № 5.
- Yoder H. S., Tilley C. E. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock system. — *J. Petr.*, 1962, vol. 3, № 3.



## ПИРОКСЕНЫ И АМФИБОЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ УМЕРЕННОГО ДАВЛЕНИЯ

Среди докембрийских метаморфических комплексов устанавливаются как полиметаморфические комплексы, испытывавшие прогрессивный региональный метаморфизм гранулитовой фации и диафторез более низкотемпературных фаций, так и монометаморфические, испытывавшие одноактный прогрессивный региональный метаморфизм. Породы диафторитов по минеральному составу мало отличаются от пород сопоставимого химического состава, претерпевших изофациальный прогрессивный метаморфизм. Типоморфные минералы обычно встречаются редко. Поэтому представляется целесообразным всестороннее изучение главных породообразующих минералов сопоставляемых комплексов для выявления возможности использования их состава и физических свойств в целях корреляции.

Рассмотрим главные минералы кристаллических сланцев и гнейсов Западной Карелии, претерпевших прогрессивный региональный метаморфизм гранулитовой фации и диафторез амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций в условиях умеренного давления.

Пироксены — главные породообразующие минералы гранулитовой фации. Наличие двупироксеновых ассоциаций является главным признаком достижения условий гранулитовой фации. В породах с двупироксеновыми ассоциациями нередко присутствуют роговая обманка и биотит. Основность плагиоклаза не опускается ниже 30%  $Ap$  и достигает 44%  $Ap$ . Кварц встречается спорадически и присутствует в небольших количествах. Из рудных минералов обычны ильменит и титаномagnetит.

Ромбический пироксен обладает устойчивыми оптическими свойствами, не зависящими от парагенезиса (табл. 1). Угол оптических осей довольно устойчив — от  $-48$  до  $-54^\circ$ . Показатели преломления колеблются в следующих пределах:  $Ng=1.717-1.726$ ,  $Nm=1.715-1.718$ ,  $Np=1.707-1.713$ . Характерной особенностью является появление отдельных зерен с высоким значением  $cNg$ , достигающим  $6^\circ$ , т. е. отвечающих клиногиперстену. Химический состав ромбического пироксена также довольно устойчив (табл. 2). Железистость его колеблется в пределах от 49.48 до 60.61%. Специфической особенностью гиперстена является повышенное содержание алюминия (до 4.78%), что особенно четко видно в сравнении с гиперстеном из аналогичных парагенетических ассоциаций свекофенид (Судовиков и др., 1970), где содержание глинозема менее 0.5%. Различное содержание глинозема в сравниваемых гиперстенах, видимо, обусловлено кристаллизацией при разном давлении. Гиперстенсодержащие метаморфические породы Западной Карелии образовались при метаморфизме кианит-силлиманитового типа (Свириденко, 1974), тогда как соответствующие породы Северного Приладожья (Судовиков и др., 1970) — при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа. Гиперстен, кристаллизовавшийся при умеренном давлении, в сравнении с гиперстеном низкого давления отличается более низким содержанием кальция (0.10—0.91% вместо 0.92—1.38%). Железистости их близки. Для тех и других гиперстенов характерно повышенное содержание воды и низкая степень окисленности железа.

Моноклиный пироксен широко распространен в богатых кальцием породах гранулитовой фации и встречается как в ассоциации с гиперстеном, так и без него. Угол оптических осей моноклиных пироксенов колеблется от  $+53$  до  $+62^\circ$  (табл. 3),  $cNg$  составляет  $39-45^\circ$ . Показатели преломления также довольно устойчивы ( $Ng=1.706-1.720$ ,  $Np=1.688-1.698$ ), что свидетельствует о постоянстве состава моноклиных пирок-



Таблица 1

Оптические свойства ромбического пироксена

Номер образца	Ассоциации	с Ng	-2V	Показатель преломления	
				Ng	Np
1232	Пл+РП+МП+Рог+Би+Кв		50 <sup>x</sup>		
1234	То же		49 <sup>x</sup>		
1258	» »		50 <sup>x</sup>	1.723	1.713
1266	» »		50 <sup>x</sup>		
2067	» »	4	50 <sup>x</sup>	1.726	1.711
2401	» »		50 <sup>x</sup>		
2398	» »	5			
2411	» »		48 <sup>x</sup>		
2414	» »		50 <sup>x</sup>		
2434	» »		48 <sup>x</sup>		
2435	» »		50 <sup>x</sup>		
2439	» »		50 <sup>x</sup>		
2441	» »		50 <sup>x</sup>		
1267/1	Пл+РП+МП+Рог+Би	4	53 <sup>x</sup>	1.717	1.707
2409	То же	0	50 <sup>x</sup>	1.718	1.708
2446	» »	6	51 <sup>x</sup>		
1260/1	Пл+РП+МП+Рог		52 <sup>x</sup>		
1271/1	То же		50 <sup>x</sup>		
1272	» »	6	50 <sup>x</sup>		
1143	Пл+РП+Рог+Би+Кв	0	52 <sup>x</sup>		
1259	То же	4			
2371	» »		54 <sup>x</sup>		
2416	» »	6	50 <sup>x</sup>	1.718	Nm=1.715
1250	Пл+РП+Би+Кв	6	52 <sup>x</sup>		
2397	То же		50 <sup>x</sup>	1.724	Nm=1.718

сенов. Устойчивость состава подтверждается данными химических анализов (табл. 4). Так же как и для ромбического пироксена, для моноклинного пироксена характерны низкая степень окисленности железа и повышенное содержание воды. По химическому составу моноклиновый пироксен попадает на границу полей салита и авгита (рис. 1) и частично в поле авгита. Он близок среднему составу моноклинного пироксена из двухпироксеновых плагиогнейсов (Добрецов и др., 1971, с. 146, табл. 4—6). Авторы называют данный пироксен салит-авгитом, подчеркивая как специфическую особенность низкий коэффициент окисленности железа — один из самых низких в клинопироксенах. Состав моноклинного пироксена гранулитовой фации для метаморфизма андалузит-силлиманитового типа на территории Карелии неизвестен. В условиях амфиболитовой фации он представлен диопсидом (Кратц и др., 1969; Судовиков и др., 1970). По сравнению с рассматриваемыми клинопироксенами он характеризуется более высоким содержанием кальция и более низким натрия и алюминия. Существенная часть алюминия в салит-авгите гранулитовой фации кизанит-силлиманитового типа метаморфизма входит в состав кремнекислородного тетраэдра его структуры. Наличие алюминия в шестерной координации вместе с повышенным содержанием натрия может служить указанием на наличие в составе клинопироксена примеси жадеитовой молекулы и изоморфизма  $\text{Ca}+\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Na}+\text{Al}$  (Никитина и др., 1972), что в свою очередь является признаком повышения давления.

Роговая обманка в отличие от пироксенов широко развита в богатых кальцием породах как в условиях гранулитовой фации, так и в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, поэтому ее изучение представляет интерес в целях определения условий метаморфизма. Обширная литература по амфиболам метаморфических комплексов обычно рассматривает состав амфибола и его зависимость от состава материнских пород



Таблица 2

Химический состав и кристаллохимические формулы (в пересчете катионным методом) пироксенов богатых кальцием пород гранулитовой фации (аналитики В. А. Доильнищина, В. А. Кукина)

Номер образца	Ассоциации	Окислы (вес. %)												Сумма
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	
Ромбический пироксен														
1125	РП + Рог + Би + Пл + Мт + Кв	48.05	0.22	1.38	0.96	32.88	1.38	12.87	0.80	0.07	0.03	0.11	1.47	100.22
1260	РП + Би + Мт + Пл + Кв	48.55	0.06	1.96	0.12	32.52	0.69	14.02	0.77	0.07	0.15	0.20	1.32	100.43
1267/1	РП + МП + Рог + Би + Пл + Кв	46.85	0.14	4.78	—	29.47	0.84	16.66	0.10	0.10	Сл.	—	1.28	100.22
2067	РП + МП + Би + Мт + Пл + Кв	48.16	0.10	2.94	4.45	26.80	1.25	14.06	0.34	0.14	0.13	0.26	1.10	99.73
2397	РП + Би + Мт + Пл + Кв	49.40	0.16	0.78	1.42	30.74	0.93	15.26	0.91	0.05	Сл.	0.10	Не обн.	99.75
2409	РП + МП + Би + Рог + Мт + Кв	49.13	0.50	0.91	0.77	30.20	1.60	14.71	0.70	0.05	»	0.12	1.56	100.25
Моноклинный пироксен														
7/1	МП + Рог + Пл + Кв + Ми + Акт + Хл	49.40	0.57	4.14	2.14	13.44	0.60	8.40	19.20	0.57	0.25	0.33	1.23	100.27
15	МП + Пл + Рог + Эп + Хл + Ка	51.33	0.40	2.37	1.10	11.75	0.30	11.13	20.51	0.45	0.10	0.23	0.72	100.18
980	МП + Рог + Би + Пл + Кв	51.04	Сл.	3.91	1.05	9.24	0.45	13.27	19.31	0.48	Не обн.	0.26	1.18	100.19
1267/1	РП + МП + Рог + Би + Пл + Кв	49.13	0.08	1.86	Не обн.	12.70	0.61	11.72	21.05	0.70	0.04	0.22	2.30	100.41
2067	РП + МП + Би + Мт + Пл + Кв	50.60	0.22	3.19	0.21	13.22	0.44	11.03	19.18	0.50	Не обн.	0.30	1.47	100.36

Таблица 2 (продолжение)

Номер образца	Элементы													F	f	f <sub>0</sub>	Ca, %	Mg, %	Fe, %
	Ca	Na	K	Mg	Fe <sup>+2</sup>	Mn	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Al <sub>VI</sub>	Si	Al <sub>IV</sub>	O	OH						
Ромбический пироксен																			
1125	0.03	0.01	—	0.77	1.10	0.05	0.03	0.01	—	1.93	0.07	5.97	0.40	60.51	59.9	2.65	1.6	40.5	57.9
1260	0.03	0.01	0.01	0.83	1.08	0.02	0.002	—	0.02	1.93	0.07	5.97	0.35	57.04	57.0	0.18	1.5	42.8	55.7
1267/1	0.01	0.01	—	0.97	0.95	0.02	—	—	0.04	1.82	0.18	5.85	0.15	49.48	49.48	—	0.50	50.3	49.2
2067	0.01	0.01	0.01	0.84	0.90	0.04	0.13	—	0.06	1.92	0.08	6.09	—	56.0	52.75	12.63	0.57	48.0	51.4
2397	0.04	0.005	—	0.90	1.01	0.03	0.04	0.005	—	1.94	0.04	5.98	—	54.54	53.61	3.71	2.1	46.1	51.8
2409	0.03	0.01	—	0.87	1.00	0.06	0.02	0.04	—	1.95	0.05	5.98	0.41	55.40	54.80	1.96	1.6	45.8	52.6
Моноклиновый пироксен																			
7/1	0.71	0.04	0.01	0.47	0.42	0.02	0.06	0.02	0.04	1.86	0.14	5.71	0.32	51.55	48.35	12.5	44.4	29.4	26.25
15	0.82	0.03	0.004	0.62	0.37	0.01	0.03	0.01	0.07	1.96	0.04	5.77	0.18	39.81	38.00	7.5	45.3	34.3	20.4
980	0.76	0.03	—	0.72	0.28	0.01	0.03	—	0.04	1.87	0.13	5.65	0.30	30.77	28.71	9.7	43.2	40.9	15.9
1267/1	0.85	0.05	0.002	0.66	0.36	0.018	—	0.002	—	1.85	0.08	5.47	0.53	36.41	36.41	—	45.5	35.3	19.3
2067	0.77	0.04	—	0.61	0.41	0.01	0.03	0.01	0.03	1.89	0.11	5.79	0.21	41.35	40.78	2.4	43.0	34.1	22.9



Таблица 3

Оптические свойства моноклинных пироксенов

Номер образца	Ассоциации	сNg	2 V	Показатель преломления	
				Ng	Np
1232	Пл+РП+МП+Рог+Би+Кв		60 <sup>×</sup>		
1258	То же	39		1.717	1.696
1266	» »		60 <sup>×</sup>		
2067	» »	39	56 <sup>×</sup>	1.706	1.688
1269	Пл+МП+Рог+Би+Кв		58 <sup>×</sup>	1.714	1.692
1310/1	То же	45	58 <sup>×</sup>		
2442	» »		59 <sup>×</sup>		
1246	Пл+МП+Рог+Би		59 <sup>×</sup>	1.719	1.698
1269/1	То же		60 <sup>×</sup>		
1272/1a	» »		58 <sup>×</sup>		
1274/1	» »		60 <sup>×</sup>		
1267/1	Пл+РП+МП+Рог+Би	41		1.715	1.693
1310	То же	42	59 <sup>×</sup>		
2409	» »		53 <sup>×</sup>	1.720	1.695
2446	» »		56 <sup>×</sup>		
1271/1	Пл+РП+МП+Рог		58 <sup>×</sup>		
1272	То же	48	54 <sup>×</sup>		
1260/1	» »		60 <sup>×</sup>		
1260	Пл+РП+МП+Би+Кв	40		1.715	1.693
1239/2	Пл+МП+Рог+Би+Кв		60 <sup>×</sup>		
1268	То же		58 <sup>×</sup>		

и сосуществующих минералов, а также от степени метаморфизма (Foslie, 1945; Закруткин, 1961, 1968; Engel A., Engel C., 1962; Kretz, 1959; Frost, 1962; Соболев, 1964; Лутц, 1964; Маракушев, 1965; Другова, Глебовицкий, 1965; Кориковский, 1967; Перчук, 1970; Лик, 1967; Костюк, 1970,

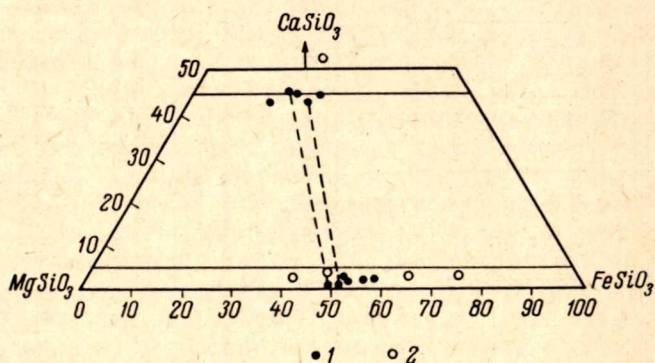


Рис. 1. Составы сосуществующих пироксенов кианит-силлиманитового (1) и андалузит-силлиманитового (2) типов метаморфизма.

и др.). При этом возможность использования амфиболов для детального подразделения метаморфических фаций остается проблематичной.

Роговые обманки основных кристаллических сланцев и гнейсов Западной Карелии, кристаллизующиеся в условиях гранулитовой фации, обычно плеохроируют в зеленовато-бурых и буровато-зеленых тонах и наблюдаются в следующих парагенетических ассоциациях: Рог+МП+РП+Пл+Би+Кв; Рог+МП+Пл+Би+Кв; Рог+РП+Пл+Би+Кв. Роговые обманки амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций плеохроируют в сине-зеленых тонах и встречаются в ассоциациях: Рог+Пл+Би+Кв и Рог+Эп+Пл+Кв+Би. Подобная зависимость характера плеохроизма от степени метаморфизма устанавливается для многих



регионов и неоднократно описана в литературе (Другова, Неелов, 1960; Miyashiro, 1961; Синицын, Корсакова, 1971). В диафторированных комплексах иногда одновременно присутствуют две генерации роговой обманки (зеленовато-бурая и сине-зеленая). Чаще же при диафторезе наблюдается постепенное изменение окраски зеленовато-бурой роговой обманки, и зерна ее приобретают пятнистый облик, обусловленный чередованием зеленых и зеленовато-бурых участков. По краям зерен встречаются симплектитовые сростания сине-зеленой роговой обманки с кварцем.

В табл. 4 приведены средние значения угла оптических осей зеленовато-бурых и сине-зеленых роговых обманок со значениями стандартного отклонения и коэффициента вариации. Буро-зеленые роговые обманки гранулитовой фации трех наиболее распространенных минеральных ассоциаций не различаются по величине угла оптических осей, а низкие значения стандартного отклонения и коэффициента вариации свидетельствуют об однородности выборки и достоверности средних значений.

Таблица 4

Статистические характеристики угла оптических осей роговых обманок

	Гранулитовая фация			Эпидот-амфиболитовая фация	
	буро-зеленая из ассоциации Гип + МП + Би + Пл + Кв (n = 30)	буро-зеленая из ассоциации Гип + Би + Пл + Кв (n = 11)	буро-зеленая из ассоциации МП + Би + Пл + Кв (n = 30)	сине-зеленая из зоны прогрессивного метаморфизма (n = 34)	сине-зеленая из зоны диафтореза (n = 30)
X	68±1	66±2	68±1	62±2	70±2
σ	3	4	3	7	5
V	4	6	5	11	7

Примечание. X — среднее арифметическое значение; σ — стандартное отклонение; V — коэффициент вариации; n — количество анализов.

Сине-зеленые роговые обманки эпидот-амфиболитовой фации обнаруживают различие в средних значениях угла оптических осей в зависимости от условий их кристаллизации. Роговая обманка диафторитов имеет близкий угол оптических осей с буро-зеленой роговой обманкой гранулитовой фации, в то время как 2V сине-зеленой роговой обманки прогрессивной стадии метаморфизма наиболее низкий.

Показатели преломления роговых обманок и их удельные веса приведены в табл. 5. Показатели преломления сравниваемых разновидностей близки между собой, но для буро-зеленой роговой обманки гранулитовой фации они более однородны:  $N_g = 1.683-1.698$  и  $N_p = 1.662-1.688$ . Показатели преломления сине-зеленой роговой обманки колеблются в следующих пределах:  $N_g = 1.675-1.700$  и  $N_p = 1.658-1.682$ . Характеризуемые разновидности роговых обманок существенно различаются по удельному весу, который превышает  $3.30 \text{ г/см}^3$  для роговых обманок гранулитовой фации и меньше этого значения для сине-зеленых роговых обманок амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. С помощью корреляционного анализа удалось выявить значимые линейные связи при 95%-м уровне значимости между величиной угла оптических осей роговых обманок, с одной стороны, и удельным весом и  $N_g$  — с другой. Между последними двумя характеристиками линейные связи значительно ниже уровня значимости (табл. 6).

Линейные связи устанавливаются как парной, так и частной корреляций. При этом величины коэффициентов корреляции 2V с  $N_g$  численно тождественны или почти тождественны коэффициентам корреляции 2 V с удельным весом, но характеризуются противоположным знаком.



Таблица 5

Светопреломление и удельный вес роговых обманок

Номер образца	Ассоциация	Плеохроизм	Ng	Nm	Np	Уд. вес
Буро-зеленые роговые обманки						
853/2	Пл <sub>42-46</sub> + МП + Рог + Би	Буровато-зеле- ный, светло- желтый	1.685	—	1.662	3.32
877	Кв + Пл + РП + Рог + Би	Буровато-зеле- ный, желто-зе- леный	1.693	1.678	—	3.32
980	Пл <sub>43-44</sub> + МП + Рог + Би	Буровато-зеле- ный, светло- желто-зеленый	1.684	—	1.662	3.29
1013/1а	Кв + Пл <sub>37</sub> + МП + Акт + Би	Буровато-зеле- ный, желто-зе- леный, светло- желтый с зеле- новатым от- тенком	1.683	—	1.663	3.31
1125	Кв + Пл <sub>30</sub> + РП + Рог + Би		—	1.695	1.688	3.34
1260	Кв + Пл <sub>37-38</sub> + РП + МП + Би	Буровато-зеле- ный, желто-зе- леный, светло- желтый с зеле- новатым оттен- ком	1.698	1.680	—	3.31
1267/1	Пл <sub>40-41</sub> + МП + РП + Рог + Би		1.696	1.677	1.673	3.31
2397	Кв + Пл <sub>34-35</sub> + РП + Би	Буровато-зеле- ный, светло- желто-зеленый	1.693	—	1.673	3.31
2409	Пл <sub>36-38</sub> + РП + МП + Рог + Би		1.694	—	1.673	3.31
Сине-зеленые роговые обманки						
756	Пл <sub>27-30</sub> + Рог + Би + Эп	Сине-зеленый, желто-зеленый	1.688	1.675	—	3.27
781	Кв + Пл + Рог + Би + Эп	То же	1.681	—	1.660	3.29
799	Кв + Пл + Ми + Рог + Би + Эп	» »	1.687	1.680	—	3.29
806/1	Кв + Пл <sub>25-30</sub> + Рог + Би + Эп	Синеовато-зеле- ный, светло- желтый	1.676	—	1.658	3.29
806/2	Пл <sub>31-35</sub> + Рог + Би	Сине-зеленый, светло-желтый	1.681	—	1.661	3.23
816а	Кв + Пл <sub>29-30</sub> + Рог + Би	Сине-зеленый, желто-зеленый	1.699	1.682	—	—
819	Пл <sub>33-34</sub> + Рог + Би + Эп	Синеовато-зеле- ный, светло- желтый	1.678	1.663	—	3.25
854	Кв + Пл <sub>32</sub> + Рог + Би + Эп	Сине-зеленый, желто-зеленый	1.690	1.677	—	3.23
855	Кв + Пл <sub>30-33</sub> + Рог + Би + Эп	Сине-зеленый, светло-желто- зеленый	1.685	—	1.662	3.22
856	Кв + Пл <sub>25-28</sub> + Рог + Би	То же	1.679	—	1.663	—
857	Кв + Пл <sub>32-35</sub> + Рог + Би + Эп	» »	1.685	1.672	—	3.22
913/1	Кв + Пл <sub>33-34</sub> + Рог + Би	» »	1.687	—	1.667	3.28
943	Кв + Пл <sub>28</sub> + Рог + Би + Эп + Ми	Сине-зеленый, желто-зеленый	—	1.677	1.670	3.25
947	Кв + Пл + Рог + Би	Сине-зеленый, светло-грязно- зеленый	1.680	1.671	—	3.26
948/3	Кв + Пл + Рог + Би	Сине-зеленый, желто-зеленый	1.675	—	1.658	3.25
992/1	Пл <sub>30-31</sub> + Рог + Би	Сине-зеленый, желто-зеленый	1.675	1.660	—	3.26



Таблица 5 (продолжение)

Номер образца	Ассоциация	Плеохроизм	Ng	Nt	Np	Уд. вес
998/2	Пл <sub>35-36</sub> +Рог+Би+Эп	Сине-зеленый, светло-желто-зеленый	1.681	—	1.661	3.22
992/2	Кв+Пл <sub>30-31</sub> +Рог+Би+Эп	То же	1.700	—	1.679	3.25
1012/2	Кв+Пл <sub>30-33</sub> +Рог+Би+Эп	Сине-зеленый, желто-зеленый	—	1.684	1.669	3.23
1013/3	Пл <sub>34-38</sub> +Рог+Би	То же	—	1.689	1.682	—
1184/1	Кв+Пл <sub>30</sub> +Рог+Би	» »	1.694	1.679	—	—
2070	Кв+Пл <sub>29-30</sub> +Рог+Би+Эп	» »	1.687	1.671	—	—
2077	Кв+Пл <sub>37-40</sub> +Рог+Би	» »	1.691	1.673	—	—
2083	Кв+Пл <sub>33-34</sub> +Рог+Би	» »	1.695	—	1.675	—

Таблица 6

Корреляция оптических и физических свойств роговых обманок ( $n=20$ )

Коэффициенты корреляции	Коррелируемые величины	Ng	Уд. вес.	2 V
Парные коэффициенты, $z_{95\%} \geq 0.44$	Ng	1.00	0.16	-0.45
	Уд. вес	0.16	1.00	+0.45
	2V	-0.45	0.45	1.00
Частные коэффициенты, $z_{95\%} \geq 0.47$	Ng	-1.00	0.46	-0.60
	Уд. вес	0.46	-1.00	0.59
	2V	-0.60	0.59	-1.00

В первом случае коэффициенты корреляции отрицательны, во втором — положительные.

Химический состав роговых обманок гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций Западной Карелии, кристаллизовавшихся в условиях метаморфизма кианит-силлиманитового типа, приводится в табл. 7. При вычислении средних значений (табл. 8) использовались также составы роговых обманок сопоставимых комплексов Юго-Западной Карелии (Кратц и др., 1969). Средние составы сине-зеленых и зеленовато-бурых роговых обманок (табл. 8) очень близки и не имеют существенного различия при 95%-м уровне значимости. Соответственно близки значения общей и частной железистостей и коэффициента окисления. Для таких элементов, как Si, Fe<sup>+2</sup>, Fe<sup>+3</sup>, Mg и Ca, характерна высокая однородность в распределении, о чем свидетельствуют низкие значения стандартных отклонений и коэффициентов вариации. По этим же признакам неоднородны в своем распределении алюминий как в шестерной, так и в четверной координациях. В зеленовато-бурых роговых обманках неоднородно распределены титан и калий.

Составы роговых обманок в определенной мере зависят от состава пород, что наиболее четко устанавливается при сопоставлении их магнетиальностей (рис. 2). Роговые обманки, ассоциирующие с гранатом, как сине-зеленые, так и зеленовато-бурые отличаются наименьшей магнетиальностью. В основном же зеленовато-бурые роговые обманки группируются в обособленное поле, расположенное левее поля сине-зеленых роговых обманок. Главное их отличие состоит в том, что при равной магнетиальности материнских пород магнетиальность зеленовато-бурых роговых обманок несколько меньше магнетиальности сине-зеленых разновидностей.



Таблица 7

Химический состав и кристаллохимические формулы роговых обманок Западной Карелии, рассчитанные катионным методом

Номер образца	Ассоциации	Окислы, %												Сумма
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fl <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	
Буро-зеленая роговая обманка														
4/1	Рог+Би+Пл+Кв	43.45	1.82	10.23	4.36	12.45	0.26	11.25	10.81	1.37	1.50	0.42	2.27	100.19
5/12	Рог+Би+Пл+Кв	42.66	1.42	11.47	4.53	12.56	0.45	10.47	11.40	1.35	1.37	0.32	2.40	100.42
12/9a	Рог+МП+Пл+Акт+Кв	41.56	1.80	10.14	6.77	12.72	0.32	10.48	10.00	1.25	1.83	0.40	2.75	100.02
15	Рог+МП+Пл+Эп+Акт+Карб+Хл	44.06	1.47	10.55	2.97	16.13	0.38	8.96	12.26	1.60	0.42	0.14	1.56	100.59
264	Рог+Гр+Пл+Кв+Мт	42.98	1.20	12.10	7.62	13.52	0.29	7.40	10.16	1.25	0.88	0.22	2.21	99.93
288/2	Рог+Би+Пл+Кв+Мт	45.20	0.87	9.29	7.78	11.14	0.38	12.15	9.00	1.43	1.17	0.01	1.78	100.20
1052/2-2	Рог+Пл+Эп+Кв	41.40	3.02	9.97	6.38	12.46	0.36	11.15	9.87	1.32	2.15	0.13	2.32	100.23
947	Рог+Пл	42.91	1.82	11.13	3.92	12.84	0.32	10.22	11.63	1.34	1.15	0.25	2.26	99.79
980	Рог+МП+Пл	43.69	1.44	10.77	4.00	12.70	0.24	11.26	11.80	1.25	1.22	0.66	1.46	100.49
992/1	Рог+Би+Пл	45.82	1.41	8.90	4.30	11.78	0.35	10.26	12.44	1.02	0.87	0.25	2.12	99.52
1013/3	Рог+МП+Би+Пл+Кв	38.90	3.81	11.54	7.02	17.35	0.43	5.57	10.38	1.34	1.18	0.27	2.06	99.85
1267/1	Рог+РП+МП+Би+Пл+Кв	41.76	2.14	10.62	3.57	14.08	0.20	9.35	11.11	1.50	1.40	0.34	3.57	99.64
Сине-зеленая роговая обманка														
155/14	Рог+Пл+Кв	42.77	0.85	13.72	4.31	14.08	0.38	9.17	9.80	1.20	0.85	0.31	2.17	100.40
297/2	Рог+Пл+Кв	47.07	0.63	7.62	4.20	9.72	0.12	14.89	12.71	1.00	0.65	0.10	1.52	100.21
408/1	Рог+Пл+Би+Кв+Му	43.33	0.87	10.13	4.56	12.21	0.18	11.47	11.83	1.39	1.05	—	2.32	99.70
451/4	Рог+Гр+Пл+Кв	40.60	0.55	17.13	2.87	17.17	Сл.	6.35	11.23	1.33	0.50	—	2.56	100.29
440	Би+Ст+Пл+Кв+Му	43.35	0.93	9.42	5.95	13.45	0.34	10.25	11.87	1.44	1.10	—	2.09	100.19
806/1	Рог+Пл+Кв+Би+Эп	44.10	0.97	10.60	4.04	11.06	0.29	12.18	12.20	1.35	0.97	0.41	1.68	99.75
806/2	Рог+Кв+Пл	42.49	0.97	11.11	4.37	12.04	0.31	11.93	12.05	1.10	1.07	0.04	2.45	99.93
819	Рог+Пл+Би+Эп	44.60	1.10	9.95	3.77	12.21	0.38	10.48	12.35	1.35	1.00	0.24	2.12	99.55
948/3	Рог+Кв+Пл	44.17	0.89	11.16	2.57	13.40	0.30	11.28	11.90	1.20	0.75	0.69	1.61	99.92

Таблица 7 (продолжение)

Номер образца	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Ti	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Na	Ca	K	O	ОН
Буро-зеленая роговая обманка													
4/1	6.45	1.55	0.24	0.20	0.49	2.49	1.55	0.03	0.40	1.72	0.29	21.83	2.25
5/12	6.36	1.64	0.48	0.16	0.51	2.32	1.57	0.06	0.39	1.82	0.25	21.85	2.38
12/9a	6.25	1.75	0.21	0.04	0.77	2.34	1.60	0.04	0.36	1.61	0.35	21.41	2.75
15	6.47	1.53	0.33	0.16	0.33	2.18	1.98	0.02	0.46	1.92	0.08	22.51	0.44
264	6.46	1.54	0.13	0.61	0.87	1.67	1.70	0.04	0.36	1.63	0.18	22.00	2.00
288/2	6.50	1.50	0.07	0.09	0.85	2.60	1.34	0.05	0.30	1.39	0.21	22.73	1.70
1052/2-2	6.12	1.76	—	0.34	0.71	2.48	1.55	0.04	0.37	1.58	0.40	21.47	2.31
947	6.45	1.55	0.42	0.21	0.43	2.29	1.61	0.04	0.39	1.87	0.22	22.07	1.93
980	6.46	1.54	0.33	0.16	0.44	2.47	1.57	0.03	0.35	1.86	0.23	21.84	2.16
992/1	6.92	1.08	0.50	0.16	0.49	2.31	1.49	0.05	0.29	2.01	0.02	22.58	1.42
1013/3	6.03	1.97	0.14	0.45	0.82	1.29	2.25	0.05	0.41	1.72	0.24	21.98	2.02
1267/1	6.42	1.58	0.35	0.25	0.42	2.14	1.81	0.03	0.44	1.83	0.28	22.07	1.93
Сине-зеленая роговая обманка													
155/14	6.28	1.72	0.65	0.09	0.48	2.00	1.73	0.05	0.33	1.54	0.17	21.17	2.83
297/2	6.82	1.11	0.20	0.07	0.45	3.16	1.18	0.01	0.28	1.97	0.11	22.36	1.64
408/1	6.50	1.50	0.30	0.10	0.52	2.57	1.53	0.03	0.41	2.00	0.20	22.23	1.77
451/4	6.06	1.94	1.08	0.06	0.32	1.40	2.14	—	0.39	1.79	0.09	21.64	2.36
440	6.50	1.50	0.16	0.10	0.68	2.30	1.68	0.05	0.42	1.91	0.20	21.92	2.08
806/1	6.52	1.48	0.35	0.11	0.45	2.68	1.37	0.04	0.39	1.94	0.19	22.0	2.00
806/2	6.30	1.70	0.24	0.11	0.49	2.63	1.49	0.04	0.32	1.90	0.21	21.58	2.42
819	6.73	1.27	0.50	0.13	0.43	2.35	1.54	0.05	0.40	1.92	0.20	22.36	1.64
948/3	6.52	1.48	0.46	0.10	0.28	2.47	1.65	0.04	0.34	1.89	0.14	21.72	2.28

Примечание. Обр. 4/1, 5/12, 12/9a, 15, 264, 288/2, 1052/2—2, 947, 980, 992/1, 1013/3, 1267/1, 297/2, 408/1, 451/4, 440, 806/1, 819, 948/3 — аналитик В. А. Доильниченко  
обр. 155/14, 806/2 — аналитик А. М. Брагина.



Таблица 8

Средние составы и некоторые статистические характеристики роговых обманок

Статистическая характеристика	Ca	K	Na	Fe <sup>+2</sup>	Mg	Mn	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Al <sub>VI</sub>	Si	Al <sub>IV</sub>	F	f	F <sub>0</sub>
-------------------------------	----	---	----	------------------	----	----	------------------	----	------------------	----	------------------	---	---	----------------

## Буро-зеленая роговая обманка (n = 19)

$\bar{X}$	1.82	0.21	0.39	1.68	2.28	0.03	0.54	0.21	0.26	6.44	1.55	49.65	42.87	24.29
$\sigma$	0.18	0.10	0.05	0.22	0.33	0.02	0.17	0.13	0.15	0.19	0.18	6.56	6.88	6.11
V	41.40	45.67	13.08	35.19	14.59	57.95	30.92	61.70	55.84	2.95	11.70	13.21	16.04	25.15

## Сине-зеленая роговая обманка (n = 13)

$\bar{X}$	1.90	0.15	0.33	1.60	2.48	0.04	0.45	0.09	0.36	6.6	1.40	46.26	40.19	22.15
$\sigma$	0.13	0.06	0.07	0.21	0.44	0.02	0.12	0.02	0.27	1.78	0.62	7.04	7.66	4.95
V	6.95	36.31	21.78	13.47	17.75	48.60	25.92	22.94	74.42	29.36	60.21	15.22	19.07	22.35

Примечание. n — количество анализов.

Магнезиальность чутко реагирует на изменение парциального давления кислорода в поровом флюиде, и более высокая магнезиальность сине-зеленых роговых обманок может быть обусловлена кристаллизацией при более высоком парциальном давлении кислорода. Этот вывод не противоречит установленной ранее закономерности (Маракушев, 1965; 1968; Mueller, 1961; Miyashiro, 1964) о том, что условия гранулитовой фации отличаются низким  $PO_2$  порового флюида. Важно заметить, что в условиях грану-

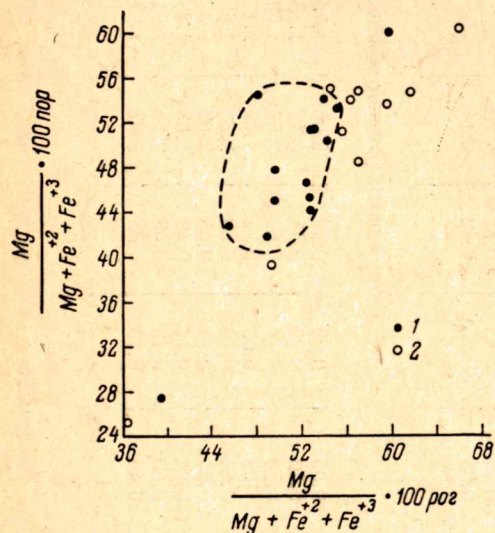


Рис. 2. Корреляция магнезиальностей роговых обманок с магнезиальностями пород. 1 — зеленовато-бурые роговые обманки; 2 — сине-зеленые роговые обманки.

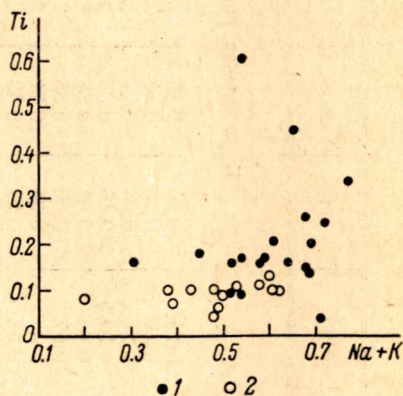


Рис. 3. Корреляция концентраций суммы щелочей и титана в роговых обманках.

1 — зеленовато-бурые роговые обманки; 2 — сине-зеленые роговые обманки.

литовой фации наиболее магнезиальная роговая обманка находится в равновесии с наиболее основным плагиоклазом. При диафорезе амфиболитовой фации для равновесия роговой обманки с плагиоклазом характерны противоположные соотношения. Наиболее магнезиальная роговая обманка равновесна с наиболее кислым плагиоклазом.

Подтверждается установленное ранее многими авторами повышенное содержание щелочей и титана в роговых обманках гранулитовой фации (Foslie, 1945; Закруткин, 1961; Костюк, 1970, и др.). На рис. 3 поле зеленовато-бурых роговых обманок расположено выше и несколько правее поля сине-зеленых роговых обманок.



Важным показателем условий кристаллизации роговой обманки является ее глиноземистость. При зависимости роговой обманки от глиноземистости вмещающей среды синие-зеленые роговые обманки амфиболитовой фации на диаграмме  $Al_{IV}-(Al_{VI} + Fe^{+3})$  имеют более низкое содержание  $Al_{IV}$ , чем роговые обманки гранулитовой фации (рис. 4). Исключение представляет лишь роговая обманка в ассоциации с гранатом, состав которой тяготеет к чермакиту. При этом большая часть роговых обманок как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций метаморфизма кианит-силлиманитового типа (Западная Карелия) расположена в поле гастингсита. В отличие от них роговые обманки, кристаллизовавшиеся в условиях метаморфизма андалузит-силлиманитового типа (Судовиков

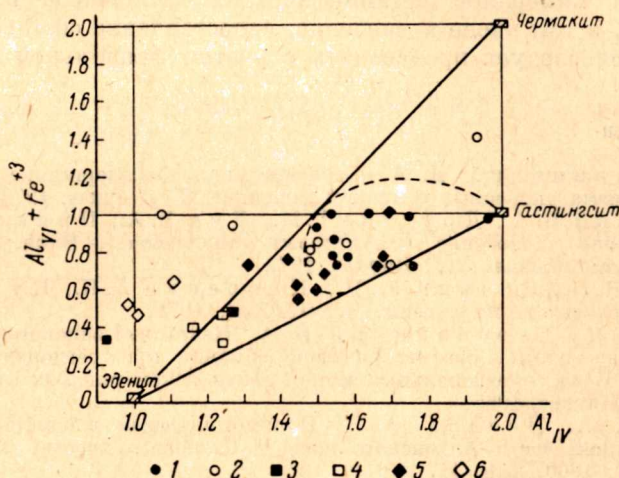


Рис. 4. Диаграмма  $(Al_{VI} + Fe^{+3}) - Al_{IV}$  для роговых обманок из метаморфических комплексов Карелии.

1 — зеленовато-бурые роговые обманки Западной Карелии; 2 — синие-зеленые роговые обманки Западной Карелии; 3 — зеленовато-бурые роговые обманки Юго-Западной Карелии (Кратц и др., 1969); 4 — синие-зеленые роговые обманки Юго-Западной Карелии (Кратц и др., 1969); 5 — роговые обманки гранулитовой фации Северного Приладожья (Судовиков и др., 1970); 6 — роговые обманки амфиболитовой фации Северного Приладожья (Судовиков и др., 1970).

и др., 1970), по составу тяготеют к полю эденита. Роговые обманки Юго-Западной Карелии (Кратц и др., 1969) сопоставимы с роговыми обманками Северного Приладожья. Отмечая высокие концентрации алюминия в роговых обманках кианит-силлиманитового типа, Д. А. Великовский (1972) рекомендует использовать содержание глинозема в амфиболе для установления типа метаморфизма.

Условия метаморфизма гранулитовой фации определяются по наличию двупироксеновых ассоциаций и по распределению железа и магния между магнетизально-железистыми минералами. Для гранулитовой фации при метаморфизме кианит-силлиманитового типа, развитого на территории Западной Карелии, характерно следующее распределение железа и магния между пироксенами и роговой обманкой. Моноклинный пироксен несколько магнетизальнее ромбического пироксена (рис. 1). Коэффициент распределения железа и магния между ними составляет 1.6—1.8, что соответствует температуре 700—750° (Добрецов и др., 1971). Общая железистость роговой обманки в парагенезисе с пироксенами колеблется от 45.2 до 51.4% при железистости 49.48—60.51% ромбического пироксена и 30.77—51.55% моноклинного пироксена, т. е. железистости сосуществующих ромбического пироксена и роговой обманки примерно одинаковы, а моноклинного пироксена — несколько меньше, что свидетельствует об их равновесности. Широкое развитие парагенезисов



с водосодержащими минералами позволяет отнести их к амфибол-гранулитовой субфации (Глебовицкий и др., 1972).

Показателем давления является концентрация алюминия в магнетитно-железистых минералах.

Моноклинные пироксены амфиболитовой фации от соответствующих минералов гранулитовой фации отличаются главным образом по содержанию кальция. В гранулитовой фации они представлены салитом и салит-авгитом, в амфиболитовой — диопсидом. Роговая обманка в названных фациях различается по характеру плеохроизма, причем появление совместно двух генераций роговых обманок является признаком диафтореза.

В заключение следует подчеркнуть, что, поскольку на состав породообразующих минералов метаморфических комплексов влияет целый ряд факторов, в том числе и давление, сопоставление составов одноименных минералов следует производить с учетом фациальной серии.

### Литература

- Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л. «Наука», 1972.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Дук В. А., Прияткина Л. А. Геологическое положение гранулитовых комплексов. — В кн.: Гранулитовая фация метаморфизма. Л., «Наука», 1972.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Куталин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л., «Наука», 1965.
- Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11.
- Закруткин В. В. Сравнительная характеристика амфиболов из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита. — Геология и геофизика, 1961, № 9.
- Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1968, ч. 97, вып. 1.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постамагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967.
- Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Яскевич Н. И. Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., «Наука», 1969.
- Лик Б. Э. Соотношения между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968.
- Никитина Л. П., Другова Г. М., Прияткина Л. А., Глебовицкий В. А., Байкова В. С., Климов Л. В., Косой А. Л., Литвин А. Л., Христофоров К. К. Петрология гранулитовых комплексов. Л., «Наука», 1972.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.
- Свириденко Л. П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л., «Наука», 1974.
- Синицын А. В., Корсакова М. А. О докембрии и метаморфических фациях Ребольско-Муезерского района Центральной Карелии (в связи с проблемой гранулитов в беломорском комплексе). — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. — Геология и геофизика, 1964, № 1.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука», 1970.
- Engel A. E. J., Engel C. G. Hornblendes formed during progressive metamor-



phism of amphibolites, northwest Adirondack Mountains. — Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, № 12.

Foslie S. Hastingsites and amphibolites from the epidote-amphibolite facies. — Norsk geol. tidsskr., 1945, 25.

Frost M. J. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between coexisting garnet-biotite and garnet-hornblende. — Geol. Mag., 1962, vol. 99, № 5.

Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from Gneisses of South-western Quebec, with emphasis of distribution of elements in coexisting minerals. — J. Geol., 1959, vol. 67, № 4.

Miyashiro A. Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite. — Geoch. et Cosmochim. Acta, 1964, vol. 28.

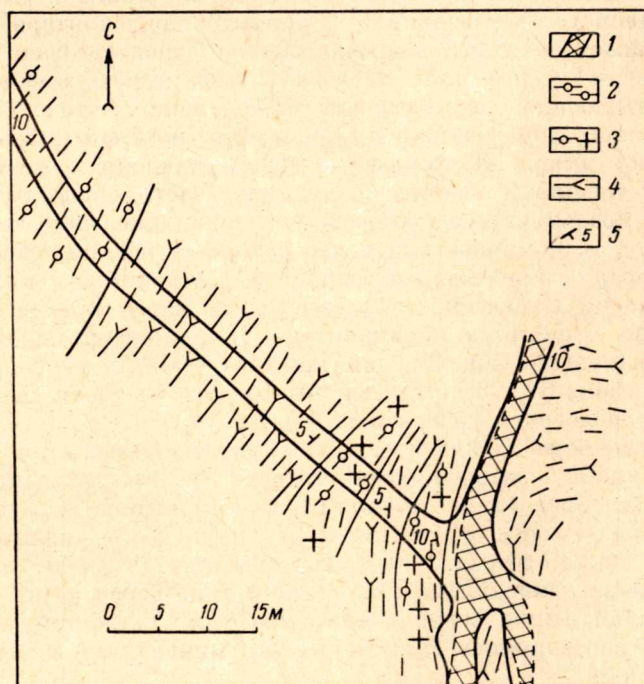
Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. — J. Petrol., 1961, vol. 2, p. 277—311.

Mueller R. F. Oxidation in regional metamorphism. — Amer. J. Sci., 1961, vol. 259.

В. В. Южанова

### СТАВРОЛИТ ИЗ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ ЧУПИНСКОЙ СВИТЫ АРХЕЯ

Ставролит — породообразующий минерал глиноземистых гнейсов кайтатундровской и енской свит Беломорья. В гиперглиноземистых гнейсах чупинской свиты этот минерал встречается редко (Шуркин, 1962);



Зарисовка квершлага 1а (гор. +5 м).

1 — пегматитовая жила I—Ia; 2 — кyanит-гранат-биотитовые гнейсы (гор.  $Ag\ gn_{11}^{10}$ ); 3 — ставролитсодержащие кyanит-гранат-биотитовые гнейсы (гор.  $Ag\ gn_{13}^{10}$ ); 4 — кyanитсодержащие гнейсы, перемежающиеся с биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфибол-гранат-биотитовыми гнейсами и амфиболитами (гор.  $Ag\ gn_{13}^{10}$ ); 5 — элементы гнейсовидности.

автором, в частности, он наблюдался в пределах одного из месторождений мусковита Северной Карелии. Здесь подземными горными выработками вскрыт горизонт кyanитсодержащих плагиогнейсов, перемежающихся с биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-афиболовыми гнейсами и амфиболитами (рис. 1). Указанные гнейсы перекрываются горизонтом кyanитсодержащих гранат-биотитовых гнейсов. Оба горизонта относятся



к чупинской свите беломорского комплекса ( $\text{Ag gn}_3^{10}$  и  $\text{Ag gn}_3^{11}$ ). Ставролит отмечен в кианитосодержащих гнейсах всего в нескольких шлифах: в 3 м от пегматитовой жилы — в зоне катаклаза и в 12 м от нее — в слабо трещиноватых гнейсах. Размер зерен ставролита от  $0.7 \times 0.4$  до  $1.7 \times 1$  мм. Окраска по  $\text{Ng}$  — оранжево-желтая (светлая), по  $\text{Nm}$  — бледно-желтая, по  $\text{Nr}$  — беловато-желтая,  $r > v$ ,  $2V = 82^\circ \pm 2$ ,  $cNg = 0^\circ$ .

В связи с находкой ставролита в гнейсах рассматриваемого месторождения представляет интерес разобраться в том, какова же его роль в процессе формирования гнейсов, является ли он реликтовым минералом, фиксирующим наличие процессов более низкой ступени метаморфизма, проявившегося до образования кианитосодержащих гнейсов, или же это наложенный минерал — индикатор регрессивного метаморфизма, имевшего место после их образования.

Рассмотрим взаимоотношение ставролита с породообразующими минералами кианитосодержащих гнейсов, используя методику определения последовательности и способа образования минералов, предложенную А. Б. Наливкиным (1966). Согласно А. Б. Наливкину, из критериев последовательности образования минералов, относящихся к группе критериев наблюдения, только именно взаимные границы могут свидетельствовать об одновременном росте минералов. Наблюдая взаимные границы кианита и ставролита, необходимо сразу же исключить возможность их одновременного образования. Действительно, критерий взаимных границ указывает на то, что эти минералы не препятствовали друг другу в росте. Вместе с тем для ставролита характерны амебовидные отростки, охватывающие и включающие зерна кианита, что свидетельствует о более позднем образовании ставролита. Критерий включений подтверждает этот вывод. Идиоморфные зерна ставролита, расположенные параллельно трещинам спайности кианита, часто обрастают индивиды кианита, что позволяет предполагать частичное замещение кианита ставролитом. В целом комплекс критериев взаимных границ, распределения, угнетенных форм (амебовидные отростки), обрастания, включений и, наконец, степени измененности указывает на более позднее образование ставролита по отношению к кианиту. Это положение подтверждается и критерием изменения конституции (химизма) кианита из сростков с ставролитом (см. таблицу). Оказывается, что кианит из таких сростков характеризуется уменьшением содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , т. е. растворы, способствующие образованию ставролита, воздействовали на ранее существовавший кианит, выщелачивая из него железо и щелочи.

На позднее образование ставролита по отношению к главному породообразующему минералу гнейсов — плагиоклазу — указывают факты пересечения идиоморфными зернами ставролита зерен плагиоклаза, а также наличие неправильных скелетного типа зерен ставролита в плагиоклазе. Такая форма зерен естественна для ставролита, если он рос быстрее, чем растворялись вмещающие его минералы (в данном случае плагиоклаз).

Соотношение ставролита с другими породообразующими минералами гнейсов менее определенное, но не противоречащее выводу о позднем образовании ставролита по отношению к породообразующим минералам содержащих его гнейсов.

Известно, что в случае прогрессивного метаморфизма появление ставролита в той или иной породе означает начало развития метаморфизма ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации (Винклер, 1969). При регрессивном метаморфизме ставролит должен образоваться несколько ранее развития метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации и, возможно, может фиксировать начало развития этой фации метаморфизма. Приведенный автором фактический материал, свидетельствующий о поздней наложенной кристаллизации ставролита, указывает на то, что он образовался в ходе развития регрессивного метаморфизма, так как



# Химические анализы кианитов из различных горизонтов чупинской свиты

Окислы	Кианит из кианитсодержащих гранат-биотитовых гнейсов (гор. 11)		Кианит из кианит-гранат-биотитовых гнейсов (гор. 10) проба 712	Кианит из сростков со ставролитом (гор. 10) проба 716
	проба 540	проба 552		
SiO <sub>2</sub>	40.00	37.22	41.10	40.00
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57.71	61.52	56.20	57.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	0.20	0.18	Сл.
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO	Не обн.	Не обн.	» »	» »
MgO	Сл.	» »	» »	» »
CaO	0.35	Сл.	0.50	0.35
Na <sub>2</sub> O	0.35	»	0.50	—
K <sub>2</sub> O	0.42	0.15	0.38	—
H <sub>2</sub> O	0.20	0.22	Не опр.	Не опр.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	» »	» »
П. п. п.	0.93	0.90	1.21	1.11
Сумма	100.17	100.21	100.07	99.16

Примечание. Химические анализы выполнены аналитиком В. А. Долиничиной (Институт геологии Карельского филиала АН СССР). Химический состав проб 712 и 716 определен по методу дисперсии двупреломления (метод Кузнецова), эталонами для диаграмм были взяты химические анализы проб 540 и 552.

в противном случае, он должен был быть более ранним по отношению к породообразующим минералам гнейсов свиты, претерпевших метаморфизм амфиболитовой фации (Шуркин и др., 1962; Стенарь, 1969).

Учитывая, что ставролит в Беломорье как породообразующий минерал характерен для нижнепротерозойских толщ (Стенарь, 1969), можно предполагать, что ставролит в пределах рассматриваемого месторождения не только индикатор наложенного регрессивного метаморфизма, но и индикатор его нижнепротерозойского возраста.

## Литература

- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.  
 Наливкин А. Б. Критерии последовательности и способа образования минералов. — Тр. ВСЕГЕИ, т. 65, Л., «Недра», 1966.  
 Стенарь М. М. Беломорская серия Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье). — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1969, вып. 4.  
 Шуркин К. А., Горлов Н. В., Дук В. А., Салье М. Е., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитовосность). — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1962, вып. 14.

Н. Т. Кищенко

## ФЕРРОМАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДОЧНЫХ И ЭФфуЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЯТУЛИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Вопросы распределения ферромагнитных минералов в горных породах, форм их проявления, степени сохранности, условия образования и т. п. приобретают большое значение при палеомагнитных исследованиях для выяснения природы естественной остаточной намагниченности.

В настоящей статье приводятся данные, касающиеся изучения ферромагнитных минералов как индикаторных на предмет пригодности определенных типов горных пород для палеомагнитных исследований.



Геологическое строение ятулийских первичноосадочных и вулканогенных образований Центральной Карелии широко освещено в литературе (Соколов, 1963; Соколов и др., 1970, 1971). С целью комплексного изучения ферромагнитных минералов ятулия Центральной Карелии проводились различного вида исследования: изучение шлифов и аншлифов, химические, спектральные и рентгеноструктурные анализы. Диагностика минералов производилась методами, изложенными в соответствующих руководствах (Лучицкий, 1947; Юшко, 1949; Лодочников, 1955; Рамдор, 1962). Описание ферромагнитных минералов приводится отдельно для каждой из выделенных литологических групп пород.

Первичноосадочные породы составляют от 30—50 до 80—100% общей мощности разрезов различных типов ятулия. Они представлены слабометаморфизованными (фашия зеленых сланцев) конгломерато-песчаниковыми и карбонатными породами, а также сланцами, слагающими пласты различной мощности.

### Группа первичнообломочных пород

В эту группу объединяются песчаники, гравелиты и конгломераты, различающиеся по величине обломочного материала. В основной своей массе это однотонные, светлоокрашенные — белые, светло-серые, серые породы, местами с зеленоватым или розоватым оттенком. Однако в разрезах нижнего и среднего и особенно в основании верхнего ятулия отмечаются прослойки песчаников розового, розовато-бурого, красного и вишневого цвета. Эти красноцветные породы характеризуются повышенным содержанием в них ферромагнитных минералов и прежде всего гематита и гидрогематита.

Общее содержание железа в породах незначительное (см. таблицу), но несколько возрастает в отдельных пестроокрашенных прослоях.

Содержание железа в осадочных и эффузивных образованиях ятулия

Породы	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		FeO	
	пределы	среднее	пределы	среднее
Песчаники	0.20—6.60	2.7	0.60—1.44	0.96
Сланцы	1.21—39.42	3.39	0.12—8.73	1.96
Карбонатные породы	0.04—3.11	0.33	0.0—0.29	0.14
Основные эффузивы (диабазы)	2.67—12.19	6.02	2.05—10.01	6.78

Ферромагнитные минералы представлены магнетитом, гематитом, мартитом, титаномagnetитом, а также гидроокислами железа.<sup>1</sup> Содержание их ничтожно малое, а распределение в породах весьма неравномерное (рис. 1). Встречаются они в породах чаще всего в виде обломочных зерен (магнетит, реже титаномagnetит и гематит), а также в тонкозернистых массах (гематит, гидроокислы железа, реже магнетит).

Магнетит распространен повсеместно, но в очень малых количествах (рис. 1). Он образует две генерации. Магнетит I генерации наблюдался в виде одиночных зерен окатанной и полукатанной формы, размером от 0.05—0.1 до 0.2 мм, беспорядочно расположенных в породе. Зерна магнетита в той или иной степени окислены вплоть до образования мартита. Отмечаются также скопления микрообломочного магнетита, образующего совместно с титаномagnetитом в пестроцветных песчаниках ниж-

<sup>1</sup> Гематит и гидроокислы железа отнесены к ферромагнетикам условно для упрощения изложения материала.



него и верхнего ятулия прослойки, нередко косоволнистые, пучковидные, мощностью от 0.1—0.3 до 1.0 мм (рис. 2).

Магнетит II генерации менее развит. Он встречается в виде тонкозернистых масс, выполняющих местами поры между отдельными зернами кварца и нередко окисленных до мартита. Кроме того, иногда наб-

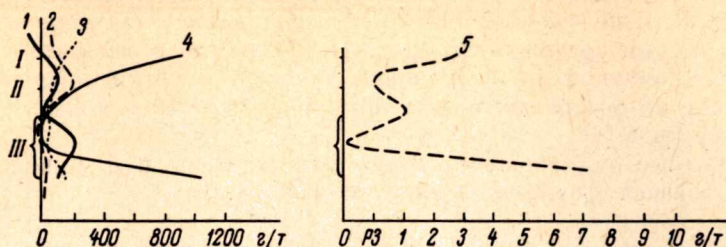


Рис. 1. Характер изменения содержания ферромагнитных минералов на различных стратиграфических уровнях ятулийских осадочных образований (по А. В. Рылееву).

I — верхняя толща; II — средняя толща; III — нижняя толща. Ферромагнитные минералы: 1 — магнетит, 2 — мартит, 3 — лимонит, 4 — гематит, 5 — пирротин.

людаются одиночные четко ограненные метакристаллы магнетита размером 0.2—0.3 мм (рис. 3).

Гематит в разрезе распределен крайне неравномерно (рис. 1). Он является основным ферромагнитным минералом в красноцветных песчаниках, в отдельных прослоях которых, по данным химического анализа,

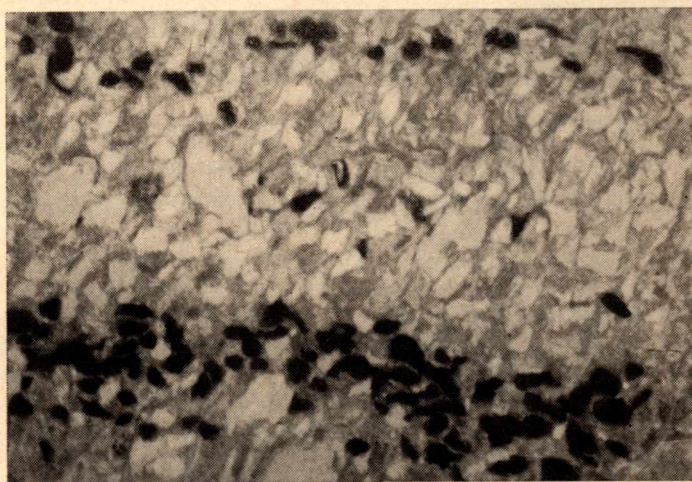


Рис. 2. Рудные микропрослой. Без анализатора. Увел. 46.

содержание растворимого железа составляет 1.2—2.29, валового — 1.37—3.09,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1.96—4.42%. Как и магнетит, гематит образует две генерации. Гематит I генерации сингенетичен образованию пород. Наиболее распространены тонкодисперсные массы его, которые совместно с гидроокислами железа образуют пленки вокруг отдельных зерен кварца, либо одиночные микрослойки мощностью 0.1—1.0 мм, а также равномерно пропитывают слюдястый цемент породы (рис. 4). Помимо дисперсных масс, отмечалось местами присутствие мелкообломочного гематита в виде тонких пластинок железного блеска. Гематит II генерации имеет вторичное происхождение, распределен в разрезе весьма неравномерно.



Дисперсные массы его в цементе пород образуют пятна, сгустки и обособления, обязанные своим происхождением перераспределению первичного гематита. Местами среди дисперсных масс гематита в виде прослойков, линзочек, обособлений наблюдаются скопления мелкокристаллической его разновидности (железный блеск), образовавшейся в процессе перекристаллизации первичного дисперсного гематита.

Гидроокислы железа (лимонит) имеют подчиненное значение и характеризуются низким содержанием (рис. 1). Совместно с гематитом они пропитывают слюдястый цемент пород, образуя сгустки и обособления; развиваются по микротрещинкам в породе, в зернах полевых шпатов, эпидота, биотита.

Проведенные исследования позволяют сделать ряд выводов, касающихся генезиса ферромагнитных минералов.

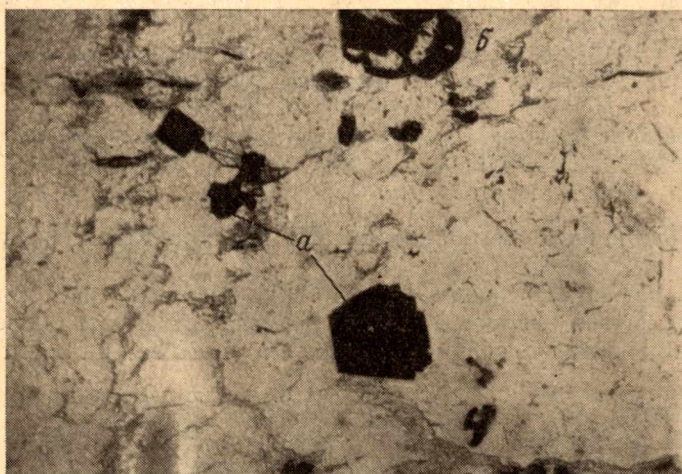


Рис. 3. Формы выделения рудных минералов в песчаниках Летнеозерской структуры. Без анализатора. Увел. 22.

*a* — метакристаллы магнетита; *б* — развитие гематита по микротрещинам в зерне полевого шпата.

Одновременно с накоплением осадков происходило отложение обломочных зерен магнетита и гематита. В то же время, а возможно, в стадию начального диагенеза, в благоприятных условиях происходило химическое (гелевые сгустки), частично и механическое (тонкодисперсные обломочные массы) осаждение гематита и гидроокислов железа (Страхов, 1948), которые в виде пленок обволакивали песчинки кварца и выполняли поры между ними. В результате процесса собирательной перекристаллизации в стадии диа- и эпигенеза произошли перемещения и новообразования основной массы соединений железа. Так происходило накопление тонкозернистых масс магнетита в межпоровых пространствах, перераспределение гидроокислов железа и дисперсных масс гематита с выделением их в виде сгустков и обособлений. Свидетельством этого являются слабо сохранившиеся вокруг отдельных зерен прерывистые «железистые» пленки.

В процессе метаморфических преобразований породы первичное глинистое вещество раскристаллизовывалось с образованием мелкочешуйчатого серицита. Местами происходила биотитизация серицита за счет привноса железа (возможно, результат гидротермальной деятельности), избыток которого осаждался в виде рудного вещества. Некоторая часть вновь образованного биотита, по-видимому, впоследствии разлагалась с выделением железа. В шлифах среди основной массы породы наблюда-



ются то редкие одиночные «железисто-слюдистые» агрегаты, то агрегаты, образующие скопления в отдельных прослоях (нижний ятулий).

Таким образом, помимо перераспределения первичного железа, отмечается явление наложенного ожелезнения.

В дальнейшем под воздействием окислительной среды (гипо- и гипергенез) происходила мартитизация магнетита как первичного обломоч-

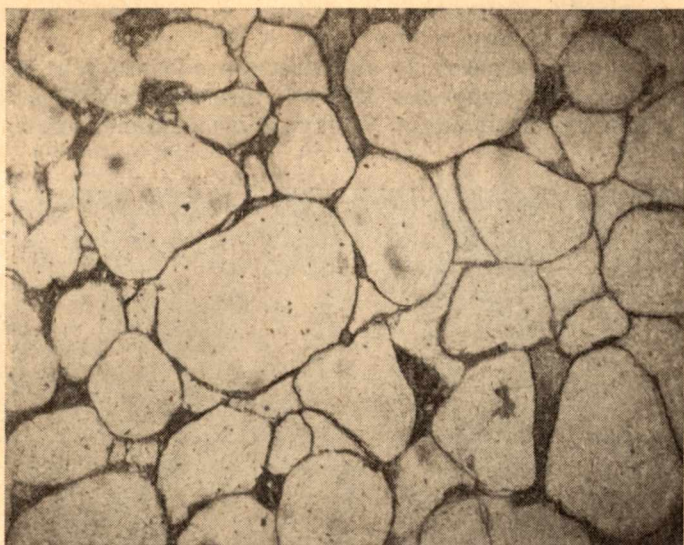


Рис. 4. Скопление дисперсных масс гематита и гидроокислов железа в цементе рудных песчаников. Без анализатора. Увел. 20.

ного, так и перераспределенного — в тонкозернистых массах цемента. Местами наблюдается разрушение мартита с образованием гидроокислов железа.

Характер распределения гидроокислов железа в виде пятен, полос, подтеков указывает на образование основной массы их в гипергенных условиях.

В результате изучения ферромагнитных минералов в первичнообломочных породах установлено, что наиболее перспективными для палеомагнитных исследований являются красноцветные песчанки дер. Погост и Пялозеро, содержащие дисперсный гематит первичноосадочного происхождения.

### Группа карбонатных пород

Карбонатные породы представлены главным образом доломитами серого, розового, сиреневого и красного цветов. Общее содержание железа в доломитах крайне низкое (см. таблицу), но в красноцветных разновидностях отмечается высокая его концентрация:  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0.3—3.11, валовое железо — 0.68—13.5, растворимое — 0.51—13.40%. Основным ферромагнитным минералом в карбонатных породах является гематит, неравномерность содержания которого по разрезу обуславливает изменение интенсивности окраски пород.

Гематит встречается в виде двух модификаций: тонкодисперсной и явно кристаллической формы (пластинки и чешуйки железного блеска). Содержание его по разрезу колеблется от долей до 2—3, достигая в красноцветных доломитах 10—13%. Характерной особенностью кристаллов доломита в этих породах является обильная «запыленность» их тонкодисперсным гематитом (рис. 5). Распределение последнего в кристаллах



доломита довольно неравномерное, вследствие чего местами наблюдается своеобразное слоистое оруденение. Нередко гематит образует скопления в промежутках между карбонатными зернами, а также пленки вокруг отдельных зерен. Кристаллические разности присутствуют в виде редких мелких ( $< 0.01$  и до  $0.1$  мм) пластинок, чешуек, табличек, образующих местами скопления, ассоциирующие с кварцем. Наблюдался также землистый переотложенный гематит, образующий тонкие прожилки (стилолитовые швы), скопления, примазки и нередко ассоциирующий с кварцевыми прожилками.

По данным минералогического анализа протолок, установлено присутствие в карбонатных породах обломочного магнетита, в количестве от 0.3 до 11.2% тяжелой фракции. Однако содержание его явно завышено

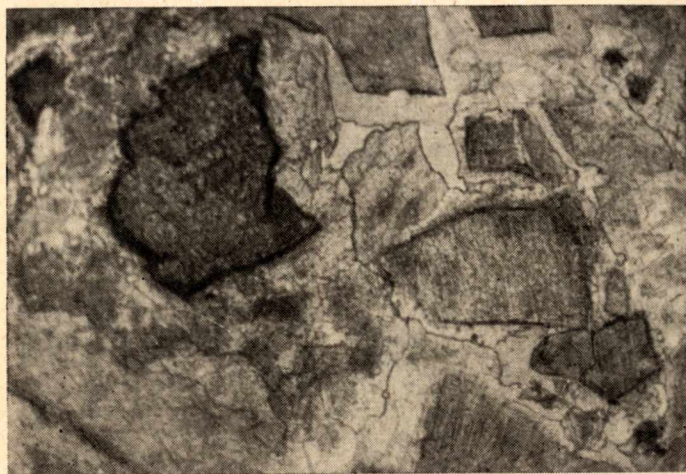


Рис. 5. «Запыленность» карбонатных зерен тонкодисперсным гематитом в красноцветных доломитах. Без анализатора. Увел. 20.

из-за непопадания в пробу тонкозернистого гематита. Магнетит нередко подвержен окислению с образованием маршита.

Последовательность образования ферромагнитных минералов в карбонатных породах может быть представлена в следующем виде.

Карбонатные породы формировались в мелководном морском бассейне в условиях теплого климата (Соколов и др., 1971). Присутствие тонкодисперсного гематита внутри доломитовых зерен объясняется, по-видимому, осаждением железистых соединений в момент кристаллизации карбонатов. Таким образом, эта разновидность гематита имеет, очевидно, первичноосадочное, хемогенное происхождение. Одновременно происходило осаждение обломочных зерен гематита и магнетита, маршитизированного в последующем. Неравномерность в распределении дисперсных масс гематита в вертикальном разрезе карбонатных пород обусловлена, во-первых, различным содержанием железа в водоеме в период их формирования. Во-вторых, наличие прожилков и скоплений землистого агрегата гематита в отдельных слоях доломитов, а также приуроченность его к кварцевым прожилкам свидетельствуют о последующем обогащении гематитом красноцветных доломитов за счет поступающего в это время железа из гидротерм в период завершения среднеэтулийской фазы вулканизма. Широкое развитие кремнистых образований в карбонатных породах также является результатом поствулканической деятельности (Соколов и др., 1971).



Мелкокристаллическая разновидность гематита могла возникнуть либо в результате раскристаллизации дисперсных масс его, либо из вышеописанных растворов.

Доказательством развитой в прошлом гидротермальной деятельности являются также новообразования кварца характерной гексагональной формы, наблюдаемые в шлифах. Вокруг некоторых из них стягивался рудный материал, образовавший позднее также гексагональной формы таблитчатые кристаллы. В центре отдельных из них сохранились реликты кварца. В отдельных доломитовых прослоях встречаются одиночные кристаллы гематита правильной кубической формы, являющиеся, по-видимому, псевдоморфозой гематита по первичному пириту. Итак, основным ферромагнитным минералом в карбонатных породах является гематит, по своему образованию первичный — «запыляющий» карбонатные зерна, и вторичный — тонкокристаллический и землистый, ассоциирующий с кварцем в кварцевых прожилках.

Для палеомагнитных исследований могут быть использованы доломиты без следов вторичного ожелезнения.

### Группа сланцев

На площади развития ятулийских образований и по разрезу сланцы характеризуются большим разнообразием по составу, окраске и т. д. Содержание железа в сланцах довольно низкое, но выше, чем в песчаниках (см. таблицу). Ферромагнитные минералы в них представлены гематитом, магнетитом и гидроокислами железа.

В гематито-глинистых сланцах наиболее широко развит гематит, присутствие и повышенное содержание которого обуславливают характерную красновато-коричневую окраску породы. По данным минералогического анализа протолок, содержание гематита в них может достигать 80% тяжелой фракции. Гематит присутствует в виде двух модификаций:

а) в виде тонкодисперсных масс (совместно с гидроокислами), то равномерно пропитывающих пелитовую массу породы, то образующих в ней прослойки до 0.1—1.5 мм мощности;

б) в виде мелкокристаллического менее распространенного гематита, образующего скопления мелких ( $< 0.01$  до  $0.02$  мм) табличек железного блеска, рассеянных по всей массе породы (рис. 6) или образующих тонкие микропрослойки (0.2—0.5 мм).

Наиболее высокое содержание гематита отмечается в гематито-глинистых сланцах среднего ятулия у дер. Пялозеро. Концентрация железа в наиболее оруденелой части (мощность 1 м) составляет: железа растворимого — 22.40—32.49% (ср. 25.9%); железа валового — 23.50—33.06% (ср. 27.2%). Содержание железа по всей мощности пласта (3 м) составляет: FeO — 0.2—1.78%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 10.95—39.42%.

Характер распределения дисперсного гематита, пропитывающего всю пелитовую массу породы, свидетельствует о его первичноосадочном происхождении. В процессе становления породы местами происходило перераспределение рудного вещества. Пятна и обособления гематита на общем фоне породы являются, по-видимому, результатом концентраций, стяжений рудного вещества, возникших под влиянием благоприятных условий. Распространенные среди дисперсных тонкокристаллические массы гематита возникли, видимо, в результате перекристаллизации первичных дисперсных масс.

Магнетит имеет резко подчиненное значение. Он присутствует в ничтожно малом количестве, равном 0.4—2.5% тяжелой фракции. Встречается либо в виде мелких (от 0.01 до 0.1 мм) редких обломочных зерен, либо образует скопления тонкозернистых масс. Часто окислен до маршита.



Гидроокислы железа в некоторых участках развиваются по микро-трещинам в породе, по плоскостям тектонических трещин.

В карбонатно-глинистых сланцах основным ферромагнетиком является гематит, который в виде дисперсных масс содержится внутри карбонатных зерен, либо присутствует в мелкокристаллической форме. Содержание его может достигать 3%. Среди этих пород особое место зани-

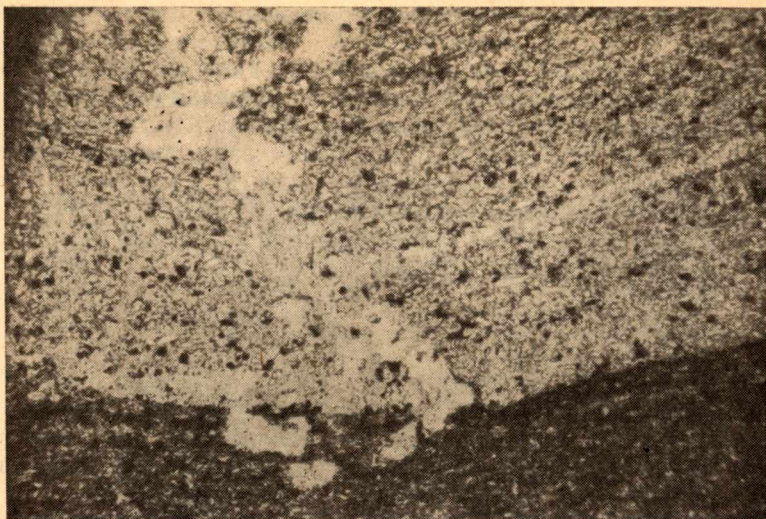


Рис. 6. Формы проявления гематита в гематито-глинистых сланцах: дисперсные и мелкокристаллические массы. Без анализатора. Увел. 65.

мают сланцы верхнего ятулия онежского типа, вскрытые скважиной на участке Дианова гора. В них присутствуют метабласты магнетита, содержание которого изменчиво по разрезу и достигает местами до 1%.

В светло-зеленых песчано-глинистых сланцах ферромагнитные минералы представлены магнетитом и гематитом. Магнетит образует мелкие, рассеянные в породе одиночные зернышки, мартитизированные в той или иной степени. Дисперсные массы гематита совместно с гидроокислами железа образуют местами сгустки, обособления, удлинённые зоны среди пелитовой массы породы.

Для палеомагнитных исследований представляют интерес в первую очередь гематито-глинистые сланцы с первичным гематитом.

### Группа основных эффузивов

В породах этой группы, по данным различных анализов, устанавливается самое высокое содержание железа (см. таблицу).

В составе эффузивных пород присутствуют следующие ферромагнитные минералы: магнетит, титаномagnetит, ильменит и гематит. Количество, состав и формы их проявления варьируют как в пределах одного лавового потока, так и в целом по разрезу всего ятулийского вулканического комплекса.

Ферромагнитные минералы в той или иной степени подвержены вторичным преобразованиям, заключающимся в лейкоксенизации титаномagnetита и ильменита и мартитизации магнетита.

Магнетит и титаномagnetит встречаются повсеместно. Они то более или менее равномерно распределены в породе, то образуют гнездовую вкрапленность. Содержание их, по данным протолочек, колеблется от < 1 до 30.2%.



Магнетит имеет форму хорошо ограненных кристаллов или же образует неправильной формы зерна, величина которых колеблется от 0.01—0.05 до 0.4—0.6 мм. Участками наблюдаются скопления тонкозернистых агрегатов, обуславливающих возникновение сидеронитовой структуры.

Отмечаются также крупные (0.35—0.5 мм) метакристаллы и метазерна, ассоциирующие с новообразованиями кальцита, кварца, эпидота.

В интенсивно дислоцированных среднеятулийских диабазах Елмозерской структуры основным ферромагнетиком является магнетит, развивающийся в виде четко ограниченных зерен прямоугольного сечения размером 0.01 до 0.5 мм. Распределение его в породе весьма неравномерное: в виде цепочек, вытянутых зон и шпировых обособлений.

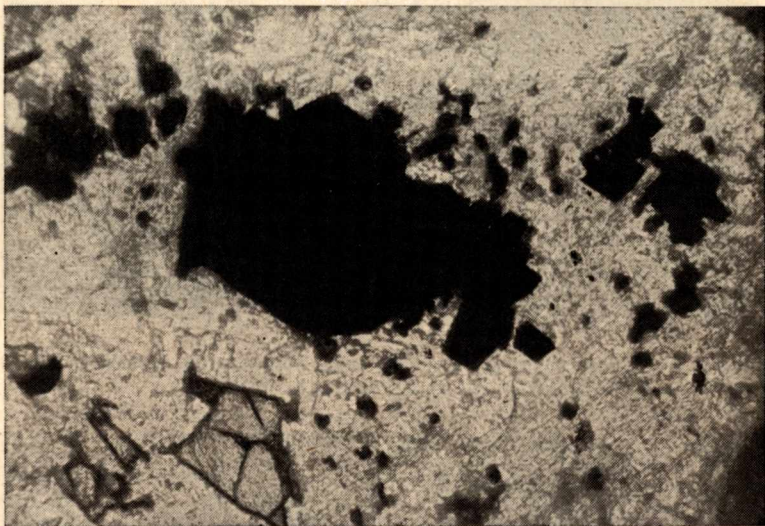


Рис. 7. Кристаллы титаномагнетита в диабазовых порфиритах. Без анализатора. Увел. 65.

Титаномагнетит образует либо мелкие (0.3—0.5 мм) зерна неправильной формы, либо крупные (до 1 мм) скелетные выделения (рис. 7). Содержание его составляет от 2—6 до 10%. Типичный процесс изменения — лейкоксенизация; местами фиксируются четкие структуры распада.

Гематит в разрезе ятулийского вулканического комплекса распределен крайне неравномерно. В одних частях содержание его очень мало, в других — он является основным ферромагнетиком. Единичные мелкие ( $< 0.01$  мм) пластинки железного блеска встречаются крайне редко. Наиболее развиты землистые разности или неправильной формы зерна величиной до 0.3—0.6 мм в поперечнике. Вследствие увеличения количества гематита в основных эффузивах в отдельных частях (части потоков, целые потоки) изученного разреза (Кумсинская, Сегозерская структуры) эти породы приобретают характерный красноватый оттенок.

Наиболее распространен гематит в среднеятулийских эффузивах Онежской структуры, где он является основным ферромагнетиком и представлен рассеянной в породе тонкокристаллической вкрапленностью, либо совместно с кварцем образует многочисленные секущие прожилки. Землистый гематит развивается по амфиболу и эпидоту (рис. 8), возможно по магнетиту, развивающемуся по этим минералам. Магнетит в этих породах нацело мартитизирован, а титаномагнетит и ильменит полностью замещены лейкоксом. Нередко в миндалекаменных диабазах тонкодис-



персный гематит образует каемку вокруг миндалиин, выполненных кварцем, эпидотом и др. (рис. 9).

В результате изучения шлифов и аншлифов пород группы основных эффузивов можно сделать следующие выводы о генезисе ферромагнитных минералов.

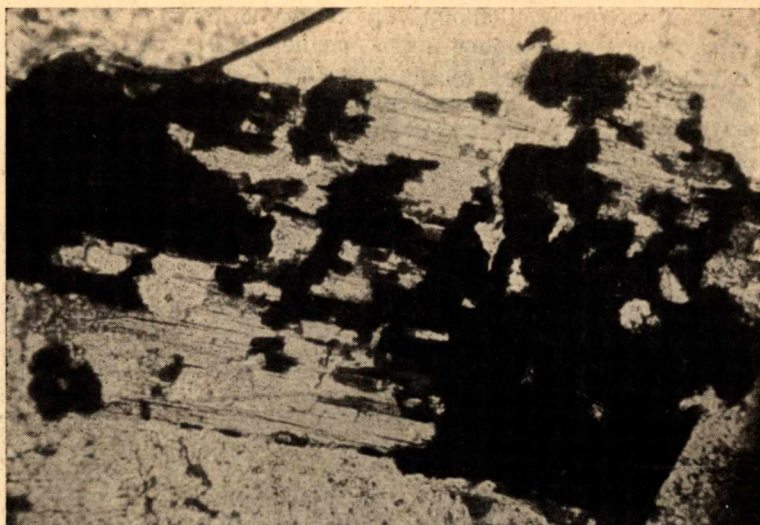


Рис. 8. Развитие тонкодисперсных масс гематита и лимонита по амфиболу. Без анализатора. Увел. 65.

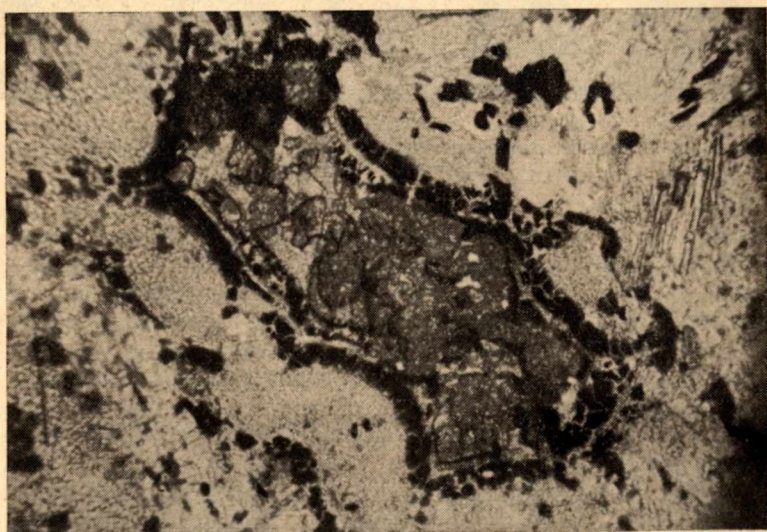


Рис. 9. Характер выполнения миндалиин тонкодисперсным гематитом в миндалекаменных диабазах. Без анализатора. Увел. 65.

Титаномагнетит и магнетит (основная масса) являются, по-видимому, сингенетичными минералами, кристаллизовавшимися в позднемагматическую стадию формирования породы. Об этом свидетельствуют форма и характер выполнения ими промежутков между зернами породообразующих минералов. Присутствие скоплений четкоограниченных кристаллов в отдельных частях разреза основных эффузивов и характер их распределения в породе указывают на их эпигенетическое происхож-



дение, связанное, вероятно, с явлениями аутометаморфизма. В дальнейшем в условиях окисления, сопровождавшегося мартизацией магнетита, происходило преобразование ильменита и титаномагнетита в лейкоксен или агрегат лейкоксена и гематита.

Развитие гематита по таким железосодержащим минералам, как амфиболы и эпидот, возможно, происходило при пневматолитовом или гидротермальном разложении первичных минералов (Рамдор, 1962). Особенно интенсивно этот процесс протекал в верхних частях потока. По мнению А. П. Светова (1970), формирование таких красноцветных диабазов происходило в наземных условиях в окислительной среде.

Таким образом, основными ферромагнитными минералами в эффузивных породах являются магнетит и титаномагнетит и только в отдельных частях разреза (красноцветные гематитизированные диабазы) — гематит.

Несмотря на вторичные изменения ферромагнитных минералов, значительная часть пород группы основных эффузивов пригодна для определения природы естественной остаточной намагниченности.

### Литература

- Дортман Н. Б., Васильева В. И., Вейнберг А. К. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. «Недра», М., 1964.
- Лодочников В. Н. Главнейшие порообразующие минералы. М., Гостеолтехиздат, 1955.
- Лучицкий В. И. Петрография, т. I. М.—Л., Гостеолиздат, 1947.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962.
- Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Светов А. П., Сацук Ю. И., Хейсканен К. И. К стратиграфии и корреляции ятулийских отложений (на примере Центральной Карелии).—В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.
- Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. — Изв. АН СССР, 1948, сер. геол., № 4.
- Юшко С. А. Методы изучения руд под микроскопом в отраженном свете. М., Гостеолиздат, 1949.

А. С. Пекки, Л. М. Дмитриева

### О ВЛИЯНИИ АКЦЕССОРНОГО ОРТИТА НА КАЧЕСТВО ИЗДЕЛИЙ ТОНКОЙ КЕРАМИКИ

Общеизвестно, что качество изделий тонкой керамики бытового назначения во многом зависит от содержания окислов железа и титана в полевошпатовом сырье. Поэтому предельно допустимые значения этих окислов в сырье регламентированы ГОСТом 7030-67, в соответствии с которым и поставляется полевошпатовое сырье потребителям. В течение нескольких лет на некоторых керамических предприятиях страны, получающих кусковой пегматит, отмечалось эпизодическое появление на керамических изделиях черной «мушки» и ржаво-бурых выплавок, резко снижающих качество продукции, хотя химическими анализами в полевошпатовом сырье не было установлено существенного отклонения в содержании окислов железа и титана от требований ГОСТа.

Летом 1971 г. во время посещения месторождения Чалмозеро (Куру-Ваара), являющегося основным источником полевошпатового сырья для Ениского рудоуправления в Мурманской области, нами было обращено внимание на акцессорный ортит (алланит), спорадически встречающийся в пегматитах этого месторождения, и высказано предположение о его возможном влиянии на качество фарфора.



Как можно было наблюдать на разных горизонтах отработки месторождения, ортит образует в отдельных пегматитовых жилах скопления мельчайших обычно хорошо ограненных кристаллов размером от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Иногда фиксируются одиночные кристаллы до 60 см длиной и 4—6 см в поперечнике. Наиболее часто ортит можно наблюдать в ассоциации с сургучно-красным микроклином, биотитом, гранатом и эпидотом. Встречается он также в приконтактных зонах и околожильных вмещающих породах — биотитовых гнейсах и гранито-гнейсах. Часто кристаллы ортита из-за метамиктного распада имеют зональное строение.

Для выяснения возможного влияния ортита на качество фарфора были отобраны пробы весом 3.0 и 0.2 кг соответственно чистого светло-розового микроклина и ортита. Минералогическое изучение, рентгеноструктурный, химический и спектральный анализы, выполненные в лабораториях Института геологии Карельского филиала АН СССР, позволили однозначно диагностировать эти минералы.

Ниже приводится химический состав микроклина и ортита (аналитик В. А. Доильницына):

	Микроклин из месторождения Куру-Ваара	Акцессорный ортит из пег- матита
SiO <sub>2</sub>	64.52	29.44
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.16	21.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	5.82
FeO	Не опр.	7.33
MnO	Не обн.	0.54
MgO	»	0.79
CaO	0.38	6.38
Na <sub>2</sub> O	2.29	0.37
K <sub>2</sub> O	12.70	0.70
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	0.22	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не обн.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	»	»
Σ р. з. э.	»	16.00
П. п. п.	0.62	10.22
Сумма	100.07	99.76

Результаты анализа свидетельствуют, что микроклин данной пробы по всем показателям удовлетворяет требованиям ГОСТа 7030-67 на полевошпатовое сырье для электроизоляционной и фарфоро-фаянсовой промышленности, что подтверждено также огневыми испытаниями.

Химические и спектральные анализы ортита показали, что он содержит значительное количество железа в окисной и закисной форме, а также редкоземельные элементы и соединения тория. По физическим свойствам ортит относится к слабомагнитным минералам и плохо поддается электромагнитной сепарации, особенно в сростках с кварцем и полевым шпатом.

Керамические исследования для выяснения влияния ортита на качество фарфоровых масс и глазурей проведены в лабораториях Государственного исследовательского керамического института (ГИКИ) Л. М. Дмитриевой. Для испытаний были составлены сырьевые смеси (I—VI), размолотые до прохождения через сито 6400 отв./см<sup>2</sup>, следующего состава (в вес. %).

	I	II	III	IV	V	VI
Микроклин . . .	100	99.99	99.95	99.90	99.50	99.00
Ортит . . . . .	0	0.01	0.05	0.10	0.50	1.00
Характеристики спекров . . . . .	Белый	Белый	Голубовато- серый	Светло- серый	Темно- серый	Буровато- серый



При содержании ортита 0.05% и менее белизна спеков существенно не меняется, а при увеличении содержания ортита окраска спеков становится голубовато-серой, грязно-серой, до темной буровато-серой.

Отдельные зерна ортита размером 70—100 мк на поверхности спеков образуют ржаво-бурые выплавки с металлическим блеском. Тонкая пыль ортита (10—20 мк), нанесенная на поверхность плиток из фарфоровой массы после обжига при температуре 1380° С, дает ржавые буроватые расплывчатые пятна.

Таким образом, можно считать установленным, что акцессорный ортит наряду с акцессорным магнетитом может быть причиной массового брака при производстве фарфорово-фаянсовых изделий, особенно если ортит попадет в состав сырьевых смесей в виде зерен размером более 70—100 мк или содержание его в составе полевошпатового сырья превышает 0.05%.

Следовательно, на месторождении Чалмозеро (Куру-Ваара), а также и других месторождениях, содержащих акцессорный ортит, необходимо при добыче и сортировке кускового сырья по ГОСТу 7030-67 удалять пегматиты, «зараженные» ортитом. Однако мелкокрапленый ортит визуально при сортировке не диагностируется, поэтому представляется, что в процессе добычи необходимо систематически выявлять участки пегматита, «зараженные» ортитом, с помощью радиометра и исключать их в отвалы.

Г. А. Лебедева, Ю. К. Калинин,  
Г. П. Озерова, Г. П. Фролов

#### **ЗОНАЛЬНОСТЬ В КАМНЕЛИТЫХ ТРУБАХ ЦЕХА КАМЕННОГО ЛИТЬЯ КОНДОПОЖСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ЗАВОДА**

При кристаллизации расплавов горных пород в условиях петруггии широко развито явление гетероморфизма, или вариативности минералообразования — образования из химически тождественных расплавов кристаллических материалов разного минералогического состава (Рашин, 1963).

Главные минералы каменного литья базальтового состава — моноклинные пироксены и магнетит, в редких случаях встречаются плагиоклазы и оливин. При кристаллизации пироксена и магнетита причиной вариативности является возможность участия окислов железа в построении обоих минералов, смещение в их количественных соотношениях в зависимости от условий минералообразования (атмосферы плавления, температуры и времени кристаллизации, скорости охлаждения расплава). Формы и размер образующихся кристаллов также определяются этими условиями. При формировании крупных отливок различные их части охлаждаются с разной скоростью, что приводит к образованию зональных материалов.

В данной статье рассматривается зональность литых труб. Сырьем для их получения служили пироксеновые порфириды, габбро-диабазы и смешанные шихты на их основе, составы которых отвечают полю первичной кристаллизации пироксена. Плавление горных пород в заводских условиях происходит при температуре 1450—1500° в практически нейтральной атмосфере. Соотношение  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  в исходной породе и ее расплаве близки, т. е. химический состав петруггического расплава соответствует составу магмы, из которой образовалась порода. Минералы, составляющие породу, расплавляются целиком, реликтовых кристаллов остается мало. Для инициирования процесса кристаллизации в расплав вводят 1% хромистого железняка. Из плавильной печи расплав посту-



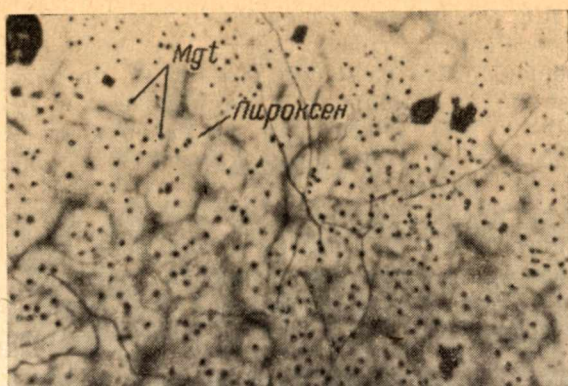


Рис. 1. Микрофотография наружной зоны трубы. Сферолитовая структура, образующаяся при кристаллизации стекла. Без анализатора, Увел. 80.

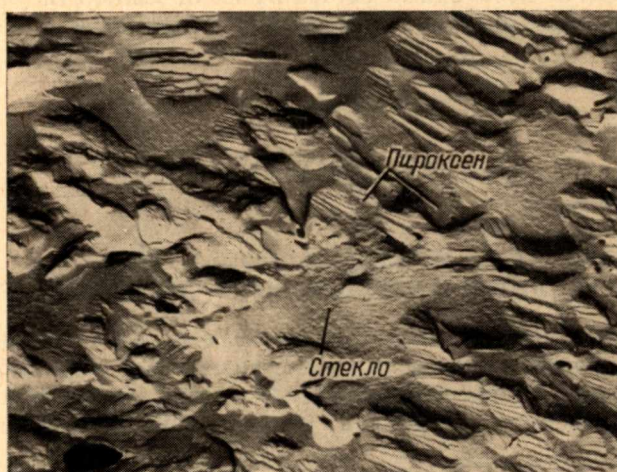


Рис. 2. Электронная микрофотография наружной зоны. Остаточное стекло внутри сферолитов пироксена. Увел. 15 000.

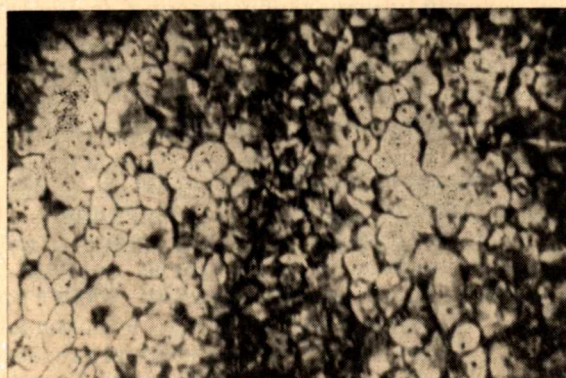


Рис. 3. Микрофотография промежуточной зоны. Сферолитовая структура, образовавшаяся при кристаллизации расплава. Без анализатора. Увел. 80.



пает через сливной канал в копильник, где поддерживается температура 1170—1200°, затем сливается в ковш, из которого и происходит заливка в кокиль, нагретый до 800°. Труба кристаллизуется в центробежной машине в течение 10—15 мин., затем помещается в печь обжига, где проходит дополнительную кристаллизацию при температуре 900—950° и постепенное охлаждение в течение 18 час. Толщина стенки трубы 20—22 мм, что приводит к неравномерному охлаждению расплава при формовке изделия. Быстрее всего охлаждается наружная часть трубы, наиболее медленно — средняя часть, промежуточные скорости охлаждения — на участке между наружной и средней частями трубы и на внутренней поверхности. Соответственно этому готовая труба имеет зональное строение. Наблюдаются четыре зоны, отличающиеся цветом, структурой, количеством магнетита.



Рис. 4. Микрофотография средней зоны. Перистая. Шестоватая структура. Без анализатора. Увел. 80.

Наружная зона при формовке не успевает закристаллизоваться и при отсутствии последующей термообработки застывает в виде стекла черного цвета, в котором выделяются отдельные сферолиты моноклинного пироксена. После выдержки в кристаллизаторе при 900—950° и отжига стекло кристаллизуется с образованием зональных сферолитов пироксена диаметром от 5 до 20 мк. Центры сферолитов образованы кубическими кристаллами магнетита (Mgt) размером 0.5—3 мк (рис. 1). Остаточное стекло распределено равномерно внутри и между сферолитами и не просматривается с помощью оптической микроскопии. Стекло обнаруживается лишь при электронномикроскопических наблюдениях (рис. 2).

Промежуточная и внутренняя зоны имеют одинаковую структуру, они кристаллизуются уже при формовании трубы. После отжига их структура почти не меняется, происходит лишь дополнительная кристаллизация остаточного стекла. Для этих зон характерна сферолитовая структура с диаметром сферолитов от 10 до 35 мк (рис. 3). Магнетит образует кубические кристаллы размером 1—3 мк внутри сферолитов, а также в виде дендритов длиной 1—4 мк находится в остаточном стекле между сферолитами пироксена. Остаточное стекло присутствует и внутри сферолитов в виде тонких пленок. Визуально зоны имеют серый цвет.

Средняя зона наиболее крупнозернистая. Пироксен развит в виде перистых агрегатов и отдельных шестоватых кристаллов длиной от 15 до 70 мк (рис. 4). Остаточное стекло распределено неравномерно. Оно не только пронизывает образования пироксена (рис. 5), но и образует участки протяженностью 2—10 мк. Магнетит, как и в двух предыдущих зонах, представлен двумя генерациями: I генерация — кубические кристаллы размером от 1 до 5 мк, находящиеся в основном внутри образо-



ваний пироксена (рис. 6); II генерация — дендриты магнетита длиной 1—4 мк в остаточном стекле. На электронных фотографиях видно, что дендриты состоят из отдельных кубиков магнетита размером 0.1 мк (рис. 7). Очевидно, магнетит I генерации начал кристаллизоваться несколько раньше, чем пироксен; магнетит II генерации формировался одновременно с пироксеном или несколько позднее, в условиях большей вязкости среды, что и затруднило образование более крупных кристаллов магнетита. Магнитная восприимчивость материала зон повышается от наружной зоны к средней (см. таблицу).

Характеристика зональности трубы из пироксенового порфирита

Зона	Ширина зоны, мм	Магнитная восприимчивость, ед. CGSE	Цвет
Наружная	5	90	Светло-серый
Промежуточная	4	340	Серый
Средняя	8	620	Темно-серый
Внутренняя	1		Серый

Следовательно, наибольшее количество магнетита содержится в средней зоне. С повышением количества магнетита цвет материала становится темнее. По наблюдениям в шлифах количество магнетита I генерации,

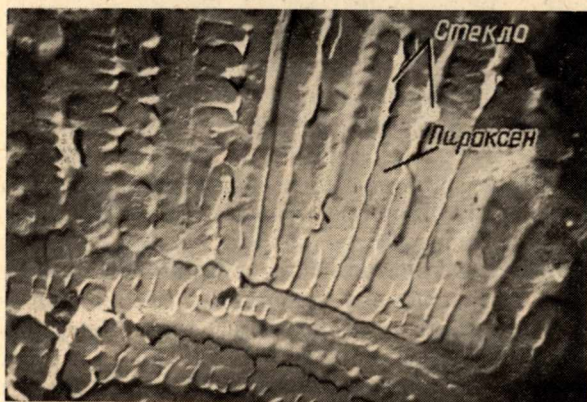


Рис. 5. Электронная микрофотография средней зоны. Остаточное стекло внутри агрегата пироксена. Увел. 10 000.

образующего центры кристаллизации, во всех зонах примерно одинаково. Поэтому можно считать, что повышение магнитной восприимчивости и усиление окраски обусловлено увеличением количества дендритного магнетита II генерации. Об изменениях состава пироксенов можно судить лишь по их окраске, так как малые размеры, несовершенство форм и тесная связь с остаточным стеклом не позволяют определить его оптическими методами либо выделить мономинеральную фракцию для химического анализа. Так как в средней зоне пироксен более светлый, чем в других зонах, можно считать, что он содержит меньше окислов железа.

Таким образом, количество магнетита возрастает, а железистость пироксена снижается при уменьшении скорости охлаждения расплава.

Как было показано ранее (Лебедева, 1971), при кристаллизации стекол пироксенового состава системы  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—CaFe}_2\text{SiO}_6\text{—FeSiO}_3$  име-



ется низкотемпературная область (900—1000°), в которой кристаллизуется железосодержащий пироксен, и высокотемпературная область, где происходит распад ранее образовавшихся пироксенов с выделением магнетита и маложелезистого пироксена;  $(\text{Ca, Mg, Fe})_2 \text{Si}_2\text{O}_6 \cdot \text{CaFe}_2\text{SiO}_6 \rightarrow$

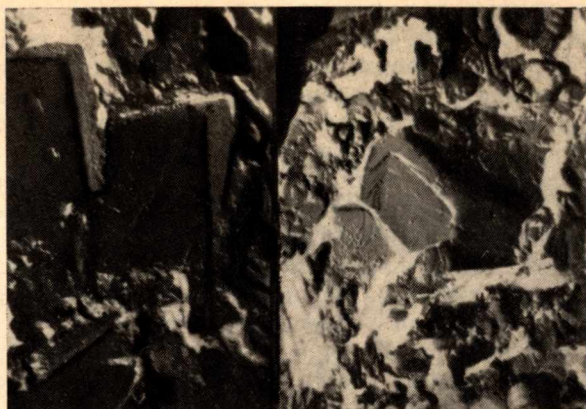


Рис. 6. Электронная микрофотография. Средняя зона. Кристаллы магнетита 1-й генерации. Увел. 10 000.

$\rightarrow \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{SiO}_2$ . Степень распада, характеризующая количеством магнетита, увеличивается с повышением температуры и времени термообработки. По аналогии с этой системой можно считать, что кристаллизация пироксенов средней зоны в трубах происходит в условиях высо-



Рис. 7. Электронная микрофотография. Средняя зона. Дендриты магнетита 2-й генерации в остаточном стекле. Увел. 10 000.

котемпературной области, наружная зона кристаллизуется в низкотемпературной области, промежуточная и внутренние зоны формируются в высокотемпературной области, но при более низкой температуре, чем средняя зона. Это и является причиной различного содержания магнетита в зонах по сечению трубы и разной окраски зон. По-видимому, магнетит II генерации соответствует по генезису магнетиту, образуемому за счет распада пироксенов.

По данным количественного рентгеновского анализа, содержание пироксена во всех зонах близко и составляет  $59 \pm 5$  вес. % (Лебедева и др.,



1973). Однако обеднение пироксена окислами железа в средней зоне должно вызывать уменьшение количества пироксена и увеличение содержания  $\text{SiO}_2$  в остаточном стекле. По-видимому, различие в содержании пироксена между зонами не превышает точности существующего количественного метода и поэтому не улавливается.

Приведенные данные показывают, что зональность литых труб объясняется влиянием скорости охлаждения на количество магнетита и пироксена, состав пироксена, форму и размер кристаллов магнетита и пироксена. Фактор температуры и времени кристаллизации имеет значение и при формировании горных пород в природных условиях. Поэтому наблюдения над кристаллизацией петруггических материалов могут быть использованы при интерпретации некоторых природных процессов, особенно связанных с кристаллизацией эффузивов. Зональность в литых трубах имеет и практическое значение. Определение абразивной стойкости материала показало, что средняя зона является наименее прочной. Это объясняется, с одной стороны, неравномерностью распределения в ней остаточного стекла, с другой — особенностями структуры. Стекловидная фаза является непрочной и наличие в средней зоне отдельных, хотя и не очень крупных (до 10 мк), участков может снижать износостойкость материала. Образование трещин на границе между кристаллами и стеклом более вероятно в случае крупных кристаллов (Филлипович, 1963). Кроме того, данные, полученные нами при определении износостойкости стеклокристаллических материалов, показывают, что перистые и шестоватые структуры являются менее прочными, чем сферолитовые. Рабочей зоной в трубах является внутренняя. Поэтому важно придать ей оптимальный фазовый состав и структуру и увеличить ее толщину. Это можно сделать, проводя охлаждение отливок в кокиле с большими скоростями.

#### Литература

- Лебедева Г. А. Кристаллизация стекол в системе  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—CaFe}_2\text{SiO}_6$ . — В кн.: Стеклообразные системы и новые стекла на их основе. М., 1971.
- Лебедева Г. А., Мартынов В. П., Рукалайнен Н. А. Применение количественного рентгеновского фазового анализа для каменного литья. — В кн.: Природные ресурсы Карелии и пути их рационального использования. Петрозаводск, 1973.
- Рашин Г. А. Гетероморфизм и неравновесные состояния минералообразования при кристаллизации базальтовых расплавов. — Изв. АН СССР, 1963, сер. геол., № 9.
- Филлипович В. Н. Начальные стадии кристаллизации стекол и образование ситаллов. — В кн.: Стеклообразное состояние. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.



## РЕФЕРАТЫ

УДК 548.31; 548.54

Форма минералов — индикатор симметрии внешней среды. Шафрановский И. И. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 4—9.

Рассматривается взаимосвязь формы минералов и их симметрии с симметрией внешней среды. Показывается, что симметрия минералов — индикатор симметрии и реальных физических условий среды минералообразования. Библ. — 15 назв.

УДК 552.322.2; 549.1; 549.1.02

Типоморфные особенности минералов пегматитов. Руденко С. А. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 9—34.

Рассматриваются типоморфные особенности порообразующих минералов пегматитов редкоземельной, редкометалльной, слюдоносной и хрусталоносной формаций, закономерные сростания минералов как типоморфный признак пегматитов, связь между типоморфными особенностями минералов и способом их образования, тектоникой, стадиями пегматитового процесса. Рис. — 8, табл. — 1, библ. — 148 назв.

УДК 552.322.2

Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика слюдяных пегматитов Чупы и Ены (Северо-Западное Беломорье). Гродницкий Л. Л. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 34—41.

Приводится сравнительная парагенетическая характеристика пегматитов двух крупнейших полей восточной части Балтийского щита. Выделены восемь структурно-парагенетических типов пегматитов, образующих прерывистый генетический ряд: первые пять типов принадлежат формации слюдяных пегматитов, последующие три типа составляют более молодую мусковит-редкометалльную формацию. Рассмотрены парагенезисы, химизм минералов переменного состава, этапы и стадии формирования пегматитов с их температурными характеристиками, отношение к складчатости, генетическая связь с метаморфизмом и гранитоидами, зональность пегматитоносных полей как отражение зонального размещения метасоматических фаций пегматитов. Рис. — 3, табл. — 1, библ. — 24 назв.

УДК 552.1 : 53; 552.322.2; 552.43

Некоторые особенности экзоконтактовых ореолов керамических пегматитов Северного Приладожья (Питкяранское пегматитовое поле). Игнатьева Т. С., Г. П. Сафронова. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 42—47.

Изложены результаты исследования плотности и магнитной восприимчивости вмещающих пород Питкяранского пегматитового поля. Полученные данные подтверждают существование в экзоконтактах пегматитовых тел ореолов измененных пород, микроскопически фиксируемых с трудом. Показана принципиальная возможность применения петрофизических методов для фиксации экзоконтактовых ореолов при поисках и оценке керамических пегматитов Северного Приладожья. Рис. — 2, табл. — 1, библ. — 4 назв.

УДК 549.1 : 53; 552.322.2; 549.651.2

О диэлектрической проницаемости плагиоклазов из пегматитовых жил Кольского полуострова. Голд М. И., Л. Л. Гродницкий, В. Н. Клубуков. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 47—49.

Показано, что величина диэлектрической проницаемости плагиоклазов зависит от типа пегматитовой жилы и, следовательно, связана с ее слюдоносностью. Табл. — 1, библ. — 12 назв.

УДК 548.73; 549.651; 552.322.2

О структурном состоянии полевых шпатов в связи с процессом мусковитообразования в пегматитах. Вохменцев А. Я., А. Б. Наливкин, М. Н. Остроумов, Н. И. Холодок. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 50—55.

Рассматривается зависимость триклинности полевых шпатов (микроклинов) как одного из проявлений их структурного состояния от степени слюдонасыщения в пегматите. Показывается, что разупорядочение полевых шпатов находится в тесной связи с развитием в пегматитах наложенного процесса мусковитообразования. Обосновывается теоретически возможность влияния процесса мусковитообразования на разупорядочение полевых шпатов. Табл. — 3, библ. — 24 назв.

УДК 552.322.2; 549.651; 550.93; 546.81; 550.42

Изотопный состав свинца микроклинов из пегматитовых жил Северного Беломорья. Бугров Н. М., А. Б. Наливкин, Г. П. Сафронова, Н. И. Холодок. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 55—61.

Определено содержание свинца, урана, тория и изотопов свинца в блоковых микроклинах различного типа пегматитов Северной Карелии. Показано, что в ряду керамические пегматиты — комплексные — слюдоносные закономерно изменяется содержание свинца и его изотопов. В этом же ряду закономерно изменяется возраст микроклинов, определенный свинцово-изохронным методом. Содержание свинца более 80 мкг/г, относительно низкое содержание  $Pb_{206}$  и высокое  $Pb_{207}$  и  $Pb_{198}$  — показатели слюдоносных пегматитов. Табл. — 5, библ. — 40 назв.



Об окрасках и некоторых особенностях конституции амазонита. Вохменцев А. Я., М. Н. Остроумов. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 61—69.

Изучение окраски и конституции амазонита показало широкие вариации оптических спектров, структурного состояния и состава этого минерала. В спектре отражения амазонита выделены две полосы поглощения — «микроклиновая» и «амазонитовая». Соотношение площадей этих полос определяет результирующий тон и интенсивность окраски. Установлено, что уменьшение интенсивности окраски и длинноволновое смещение максимума поглощения «амазонитовой» полосы связаны с уменьшением степени рентгеновской триклинности амазонита. Сравнение спектров отражения амазонитов и калишпатов с обычными окрасками указывает на определенный вклад различных форм железа в окраску амазонита. Предполагается, что некоторые из известных в амазонитах элементов-примесей (Rb, Sr и др.) играют роль активаторов окраски. Рис. — 7, табл. — 2, библи. — 18 назв.

УДК 552.322.2; 549.651; 549.1.02

О температурах образования микроклинов из мусковитовых и керамических пегматитов Северной Карелии. Наливкин А. Б., Н. И. Холодок. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 69—71.

Приводятся результаты определения температуры кристаллизации блокового микроклина из керамических, комплексных и слюдоносных пегматитовых жил методом Барта—Рябчикова. Отмечается, что наименьшая температура «кристаллизации» характерна для микроклина слюдоносных пегматитов, а наибольшая — для микроклина керамических пегматитов. Микроклины комплексных пегматитов занимают промежуточное положение. Уменьшение температуры «кристаллизации» микроклинов слюдоносных и комплексных пегматитов объясняется установлением равновесия мольных долей альбита в плагиоклазе и микроклине в этап воздействия на пегматиты слюдообразующих растворов. Табл. — 2, библи. — 7 назв.

УДК 550.42; 552.322.2 (470.22); 549.623.52; 549.623.54

Типоморфные особенности мусковитов и биотитов из пегматитов центральной части Западного Беломорья. Шипцов В. В. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 71—76.

Изучены некоторые типоморфные свойства мусковитов и биотитов из мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов центральной части Западного Беломорья. Установлено, что данные минералы по ряду свойств отличаются между собой в первую очередь по содержанию петрогенных элементов и элементов-примесей (Li, Rb, Cs, Be, Sn). Важнейшими причинами являются меняющиеся в ходе эволюции РТ-условия. Рис. — 5, табл. — 1, библи. — 16 назв.

УДК 549.623.52; 552.322.2; 549.1.02

Химизм мусковита пегматитов — индикатор внешних условий минералообразования. Мейльбаум В. Я., А. Б. Наливкин. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 76—96.

Изучен химический состав мусковитов ряда пегматитовых жил Карелии, Кольского полуострова и Сибири. Приведены химические анализы, кристаллохимические формулы и некоторые другие характеристики мусковитов, а также корреляционные диаграммы, характеризующие наиболее четкое отличие химизма мусковитов слюдоносных, комплексных и керамических пегматитов. Показана возможность отличия слюдоносных пегматитов от других типов пегматитов по особенностям химизма и рентгеновским свойствам мусковита. Рис. — 11, табл. — 1, библи. — 54 назв.

УДК 552.322.2; 549.646.1

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты одного из пегматитовых полей Карелии. Н. А. Богданов, К. Н. Богданова, В. В. Сиваев. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 97—102.

Дается описание геологической обстановки и пегматитовых жил с аксессуарной бериллиевой минерализацией. Приводятся данные, касающиеся распределения берилла в пегматитах, а также его химизма. Указывается, что аксессуарная бериллиевая минерализация характерна для редкометалльно-мусковитовых пегматитов, локализирующихся в зоне сочленения беломорид и карелид и в верхней части разреза пегматитового поля. Рис. — 2, табл. — 1, библи. — 4 назв.

УДК 552.322.2; 549.623.95

Дикцит в пегматитах Северного Приладожья. Сафронова Г. П. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 102—106.

Рассматриваются особенности распределения и парагенетических ассоциаций диккита, его химизма, приводятся результаты расчета дебаграмм. Отмечается, что дикцит — типоморфный минерал зон наложенной минерализации в пегматитах. Источником минерализующих растворов принимается Салминская интрузия гранитов рапакиви. Табл. — 2, библи. — 7 назв.

УДК 552.322.2; 553.621; 553.245; 549.1; 549.514.51

Типоморфизм минералов хрустальных гнезд и околоснездовых измененных пород. Эшкин В. Ю. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 107—118.

Описываются типоморфные особенности кварца, мусковита, хлорита, полевых шпатов, минералов из группы каолинита и галлуазита, рутила, апатита из хрустальных гнезд и околоснездовых пород. Сделаны выводы о том, что типоморфизм минералов хрустальных гнезд и околоснездовых пород позволяет оценивать длительность и интенсивность процессов хрусталеобразования, а также судить о составе и термодинамическом режиме хрусталеобразующих растворов. Типоморфные особенности минералов хрустальных гнезд и околоснездовых пород являются теоретической основой для разработки методики поисков хрустальных гнезд по ореолам измененных пород, а также для выявления новых хрусталоносных объектов. Рис. — 5, табл. — 3, библи. — 12 назв.



УДК 552.163; 552.18 (470.22)

Парагенетический анализ пород беломорского комплекса района центральной части Западного Беломорья. Володичев О. И. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 118—130.

На основании применения парагенетического анализа, основанного на выявленной закономерности изменения состава главных породообразующих минералов, в тесной связи с детальными геолого-структурными исследованиями среди качественно однообразных парагенезисов в породах беломорского комплекса выделяются образования разных ступеней метаморфизма. Приводится характеристика парагенезисов фаций дупироксеновых гнейсов, дистеновых гнейсов (субфация дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов) и дистен-мусковитовых гнейсов. Рис. — 5, табл. — 1, библи. — 41 назв.

УДК 552.163; 549.642; 549.643; 549.1; 549.1.02

Пироксены и амфиболы метаморфических комплексов умеренного давления. Свириденко Л. П., Семенов А. С., Никольская Л. Д. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 131—143.

Рассматриваются состав, оптические и физические свойства пироксенов и амфиболов целого ряда парагенезисов гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфических комплексов Западной Карелии. Делается вывод о характере влияния условий метаморфизма на состав и свойства рассматриваемых минералов. Рис. — 4, табл. — 8, библи. — 27 назв.

УДК 552.163; 549.611.21

Ставролит из глиноземистых гнейсов чупинской свиты архея. Южанова В. В. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 143—145.

Впервые на одном из участков Северной Карелии в кианитсодержащих гнейсах чупинской свиты обнаружен ставролит. Описаны его морфологические особенности и соотношения с другими минералами гнейсов. Эти данные указывают на позднее наложенное образование ставролита по отношению к породообразующим минералам гнейсов. Ставролит рассматривается как минерал-индикатор развития метаморфизма нижнепротерозойского возраста. Рис. — 1, табл. — 1, библи. — 4 назв.

УДК 549.1 : 53; 549.521.53; 549.517.2; 549.513.1

Ферромагнитные минералы в осадочных и эффузивных образованиях ятулия Центральной Карелии. Кищенко Н. Т. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 145—155.

Дается описание ферромагнитных минералов. Рассматриваются формы их проявления, характер распределения, степень сохранности и условия образования с целью определения пригодности ятулийских образований для палеомагнитных исследований. Даны соответствующие рекомендации. Рис. — 9 табл. — 1, библи. — 9 назв.

УДК 552.322.2; 549.618.6; 666

О влиянии аксессуарного ортита на качество изделий тонкой керамики. Пекки А. С., Л. М. Дмитриева. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 155—157.

Рассматриваются результаты лабораторных исследований влияния ортита как аксессуарного минерала пегматитов на качество фарфоровых масс и глазурей. Отмечается, что наличие аксессуарного ортита в сырьевых смесях может быть причиной массового брака при производстве фарфоро-фаянсовых изделий. Табл. — 2.

УДК 552.122; 552.323; 666

Зональность в камнелитых трубах цеха каменного литья Кондопожского пегматитового завода. Лебедева Г. А., Ю. К. Калинин, Г. П. Озерова, Г. П. Фролов. В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., с. 157—162.

Описана зональность в камнелитых трубах, полученных центробежным способом из расплавов пироксенового порфирита и габбро-диабазы. Зональность объясняется влиянием различных скоростей охлаждения, которые испытывают наружная, средняя и внутренняя зоны трубы, на количество магнетита и пироксена, состав пироксена, форму и размер кристаллов магнетита и пироксена, распределение остаточного стекла. Приведены электронные микрофотографии различных зон трубы. Показано, что абразивная стойкость средней зоны наименьшая. Для повышения абразивной стойкости труб рекомендовано увеличение толщины внутренней рабочей зоны. Рис. — 7, библи. — 4 назв.



# СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
И. И. Шафрановский. Форма минералов — индикатор симметрии внешней среды . . . . .	4
С. А. Руденко. Типоморфные особенности минералов пегматитов . . .	9
Л. Л. Гродницкий. Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика слюдяных пегматитов Чупы и Ены (Северо-Западное Беломорье) . . . . .	34
Т. С. Игнатьева, Г. П. Сафронова. Некоторые особенности экзо-контактных ореолов керамических пегматитов Северного Приладожья (Питкярантское пегматитовое поле) . . . . .	42
М. И. Голод, Л. Л. Гродницкий, Б. Н. Клабуков. О диэлектрической проницаемости плагиоклазов из пегматитовых жил Кольского полуострова . . . . .	47
А. Я. Вохменцев, А. Б. Наливкин, М. Н. Остроумов, Н. И. Холодок. О структурном состоянии полевых шпатов в связи с процессом мусковитообразования в пегматитах . . . . .	50
Н. М. Бугров, А. Б. Наливкин, Г. П. Сафронова, Н. И. Холодок. Изотопный состав свинца микроклинов из пегматитовых жил Северного Беломорья . . . . .	55
А. Я. Вохменцев, М. Н. Остроумов. Об окрасках и некоторых особенностях конституции амазонита . . . . .	61
А. Б. Наливкин, Н. И. Холодок. О температурах образования микроклинов из мусковитовых и керамических пегматитов Северной Карелии . . . . .	69
В. В. Щипцов. Типоморфные особенности мусковитов и биотитов из пегматитов центральной части Западного Беломорья . . . . .	71
В. Я. Мейльбаум, А. Б. Наливкин. Химизм мусковита пегматитов — индикатор внешних условий минералообразования . . . . .	76
Н. А. Богданов, К. Н. Богданова, В. В. Сиваев. Редкометалльно-мусковитовые пегматиты одного из пегматитовых полей . . . . .	97
Г. П. Сафронова. Диккит в пегматитах Северного Приладожья . . . . .	102
В. Ю. Эшкин. Типоморфизм минералов хрустальных гнезд и околоснездовых измененных пород . . . . .	107
О. И. Володичев. Парагенетический анализ пород беломорского комплекса района центральной части Западного Беломорья . . . . .	118
Л. П. Свириденко, А. С. Семенов, Л. Д. Никольская. Пироксены и амфиболы метаморфических комплексов умеренного давления . . . . .	131
В. В. Южанова. Ставролит из глиноземистых гнейсов чупинской свиты архея . . . . .	143



Н. Т. Кищенко. Ферромагнитные минералы в осадочных и эффузивных образованиях ятулия Центральной Карелии . . . . .	145
А. С. Пекки, Л. М. Дмитриева. О влиянии аксессуарного ортита на качество изделий тонкой керамики . . . . .	155
Г. А. Лебедева, Ю. К. Калинин, Г. П. Озерова, Г. П. Фролов. Зональность в камнелитых трубах цеха каменного литья Кондопожского пегматитового завода . . . . .	157
Рефераты . . . . .	163